UNIMORE
UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI MODENA E REGGIO EMILIA

Progetto Lauree Scientifiche
Scienze Geologiche

Il granito di Casa Castiglione

Rocce inusuali dell'Appennino Modenese

Giovanardi Tommaso

geo FRAME

DIPARTIMENTO DI SCIENZE CHIMICHE E GEOLOGICHE - UNIMORE
http://plsgeo.unimore.it

INDICE

Come arrivare	2
I graniti dell'Appennino modenese	3
Evoluzione geodinamica dell'Appennino settentrionale	5
Il granito di Casa Castiglione	9
Petrografia dei graniti	13
• Granito alterato	13
• Granito cataclastico	19
Fenomeni chimici ed eventi di trasformazione del granito	24
Gli altri graniti dell'Appennino modenese	27
• Granito del Pescale	27
• Granito di Guiglia	28
• Porfido quarzifero della Valle Grizzaga	28
• Granito della stazione eneolitica del Pescale	29
• Il granito di Cà di Micco	30
Confronto tra il granito di Casa Castiglione ed i graniti dell'Appennino modenese	31
Fenomeni deformativi fragili	33
Bibliografia	34

AVVERTENZA

I contenuti informativi presenti in queste pagine non forniscono indicazioni sulla sicurezza dei luoghi descritti o, in generale, sulla loro accessibilità in condizioni di sicurezza. Gli affioramenti qui descritti hanno valore geoscientifico e/o paesaggistico e sono spesso accessibili solo da una utenza esperta, adeguatamente attrezzata. La visita a questi luoghi deve avvenire rivolgendosi a guide escursionistiche abilitate e si consiglia pertanto di informarsi puntualmente prima di accedervi, consapevoli dei rischi cui ci si espone.

Gli autori di questa guida si sollevano al proposito da qualunque responsabilità.

COME ARRIVARE

Il Granito di Casa Castiglione affiora presso la Località Castiglione (Comune di Pavullo nel Frignano - MO) e può essere raggiunto lungo la strada provinciale 4 che collega lungo il fondovalle del fiume Panaro il comune di Vignola con quello di Fanano. Le coordinate geografiche dell'affioramento sono: 44.362930 N, 10.914862 E.

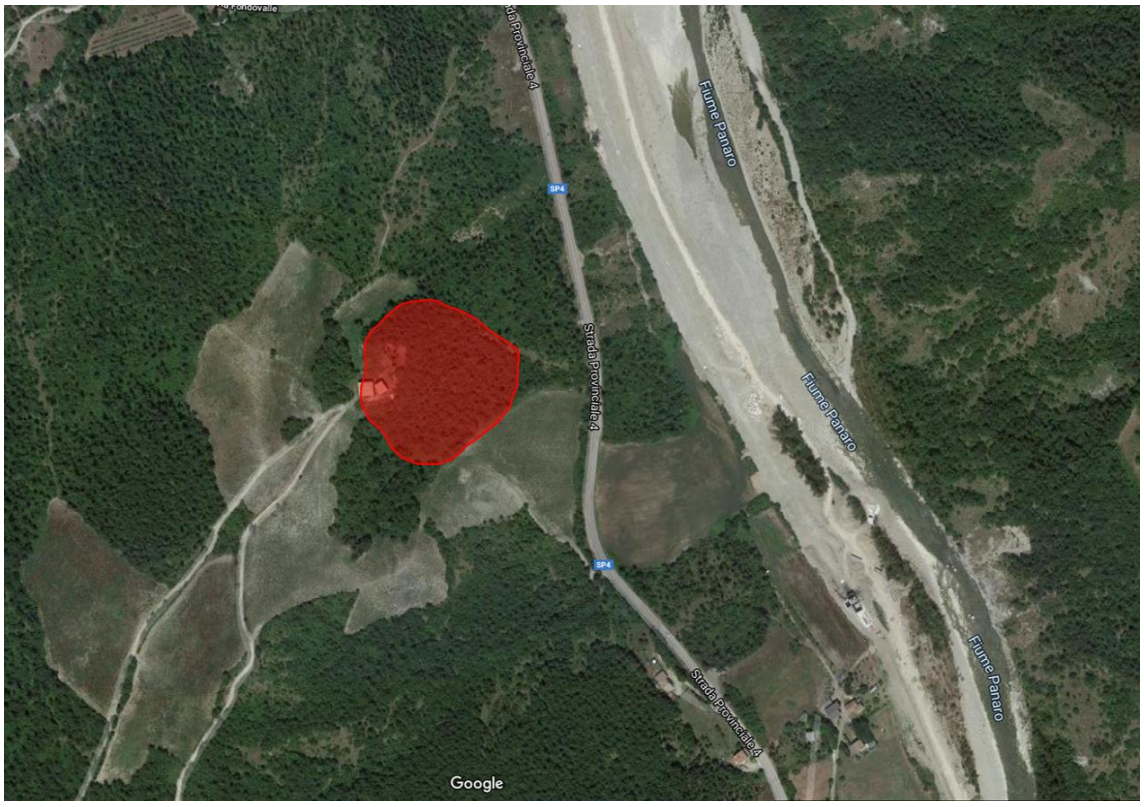

Fig. 1: estensione dell'affioramento di granito di Casa Castiglione. Immagine da google.maps.

L'affioramento di granito occupa un piccolo monte sulla destra della strada (in direzione Fanano) coperto di vegetazione sulla cui cima spicca un rudere di una antica casa colonica.

I GRANITI DELL'APPENNINO MODENESE.

I graniti, nell'Appennino, sono rocce rare. All'interno dell'Appennino modenese sono stati individuati (M. Bertolani, 1945; M.Bertolani e S. Capedri, 1966) due affioramenti di granito ed un affioramento di porfido quarzifero, e sono stati ritrovati tre campioni di graniti erratici.

Nonostante tutte queste rocce siano alloctone, e siano pertanto classificabili tutte come "erratiche", riprendendo la bibliografia già esistente, si attua una distinzione tra di esse su basi dimensionali: infatti, solo due graniti, ed il porfido quarzifero hanno dimensioni cartografabili, e sono pertanto indicati come affioramenti. Gli altri campioni, ritrovati e descritti dal Prof. M. Bertolani (il granito della Valle del Pescale, il granito di Guiglia, ed il granito della stazione eneolitica del Pescale), hanno dimensioni di ciottoli, o di pochi metri cubi, e vengono appunto indicati in letteratura come graniti erratici.

Oggetto di questa guida sono però i graniti in affioramento, ed in particolar modo, il maggiore dei due. Entrambi si trovano nella valle del fiume Panaro assai vicini l'uno all'altro: il più grande è l'affioramento di Casa Castiglione, mentre il più piccolo, che si trova un chilometro più a Sud, è conosciuto come granito di Cà di Micco.

I graniti dell'Appennino Modenese sono stati ritrovati nel basso Appennino, solitamente all'interno della Formazione delle Argille Scagliose.

Le rocce di questi affioramenti (granito di Casa Castiglione, e granito di Cà di Micco) mostrano grandi variabilità sia di aspetto che di composizione, non solo tra di loro ma anche all'interno degli affioramenti stessi.

A differenza dei graniti erratici, quelli in affioramenti presentano profonde modificazioni mineralogiche: sono evidenti infatti le trasformazioni dovute a cloritizzazione ed albitizzazione. Questi effetti sono analoghi a quelli che hanno interessato i gabbri ofiolitici, che subiscono trasformazioni in senso alcalino-sodico ed un aumento delle percentuali di quarzo. Queste trasformazioni portano ad una convergenza evolutiva di queste rocce. Tuttavia, per quanto riguarda i graniti della valle del Panaro, è certa la loro appartenenza ad un originario protolito granitico.

Gli studi precedenti su questi graniti hanno permesso di sottolineare le differenze tra queste rocce ed i graniti erratici, e inoltre hanno evidenziato che questi affioramenti, come le ofioliti appenniniche, hanno subito fenomeni tettonici intensi, ed intensi fenomeni di modificazione chimica, che ha portato

a processi di albitizzazione completa dei plagioclasi, e spesso anche dell'ortoclasio, unitamente a fenomeni di arricchimento in clorite o quarzo.

Questi fenomeni sono la prova che queste rocce si sono trovate, per un certo periodo, in un ambiente di metasomatismo sodico, che ha causato le suddette alterazioni di albitizzazione.

Contrastante con il fenomeno di albitizzazione, ma non del tutto chiaro se contemporaneo o successivo ad esso, è il processo di cloritizzazione che ha favorito un arricchimento in Mg anche in rocce tipicamente quarzose.

I graniti dell'Appennino sono stati da sempre associati alle sequenze ofiolitiche, sia per i motivi petrografici appena descritti, sia perchè, mancando di fenomeni di contatto, indicano che, come le ofioliti, essi non si trovano più nei loro ambienti di formazione, ma hanno subito trasporto e una mobilizzazione tale da cancellare ogni traccia delle azioni metamorfiche da essi esercitate. Da un loro studio petrografico (S. Bonatti, 1933) è risultato che essi appartengono a rocce acide della serie alcalina. Poiché le intrusioni di rocce acide alcaline sono caratteristiche del sollevamento ercinico, i suddetti graniti sono stati collegati ad esso, e datati a 250 Ma; caratteristiche mineralogiche e petrologiche li differenziano invece dai graniti terziari coinvolti nel sollevamento alpino – appenninico. Questa ipotesi proverebbe che questi graniti appartenevano all'antico substrato ercinico, poi strappati ed inglobati in formazioni che avrebbero poi fatto parte dell'Appennino. Tuttavia, i profondi fenomeni di trasformazione sodiche che hanno interessato i graniti non permettono di escludere altre ipotesi interpretative: infatti, se tali trasformazioni successive alla cristallizzazione della roccia, hanno troppo modificato la composizione chimica della roccia originaria con aumenti considerevoli delle sue percentuali di Na, non risulta più possibile attribuire con sicurezza la genesi di questi graniti al periodo ercinico. In futuro, datazioni su zirconi, potrebbero risolvere il problema dell'età di questi graniti.

EVOLUZIONE GEODINAMICA DELL'APPENNINO SETTENTRIONALE

La catena appenninica deriva dalla collisione del margine occidentale della microplacca Adria (appartenente al margine nord-orientale della placca africana) in subduzione verso W sotto il blocco sardo-corso, avvenuta essenzialmente in due fasi: la prima, tra l'Oligocene e il Miocene inferiore (30-16 Ma) durante la rotazione antioraria della Corsica e della Sardegna, con la conseguente chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese; la seconda, da 7-8 Ma fa ad oggi, durante l'apertura del bacino tirrenico e conseguente traslazione verso E della futura penisola italiana (Bosellini, 2005). Gli Appennini sono perciò costituiti da grandi elementi crostali (falde) accavallati verso E, cioè Africa-vergenti.

L'evoluzione geodinamica dell'Appennino Settentrionale può essere schematizzata come segue (Gasperi G. 1995):

- Triassico-Giurassico_Fase di apertura oceanica, causata dall'estensione passiva di litosfera continentale e denudazione di mantello litosferico. Formazione del Dominio oceanico Ligure-Piemontese, in cui si generano le sequenze ofiolitiche e le successioni sedimentarie pelagiche che caratterizzeranno le unità del Dominio Ligure. Questa fase è causata dall'apertura dell'Atlantico Centrale, che porta all'apertura del bacino oceanico della Tetide Occidentale, tra la placca Paleoeuropea (a NW) e la placca Adria (a SE).
- Cretaceo-Paleocene_Fase di convergenza e di chiusura dell'oceano Ligure-Piemontese, causata dell'apertura dell'Atlantico Settentrionale. In questa fase si instaura un regime tettonico convergente che porta alla subduzione della crosta oceanica del Dominio Ligure-Piemontese con le sue coperture sedimentarie e alla formazione di un prisma di accrezione. A questa fase è legata anche la deposizione delle successioni torbiditiche di fossa. Le originarie sequenze oceaniche subiscono deformazioni e metamorfismo a seguito degli eventi di subduzione.
- Eocene_Fase di collisione continentale. L'oceano Ligure-Piemontese viene completamente suturato e si verifica la collisione tra il margine continentale europeo e quello adriatico. Come conseguenza si sviluppa una tettonica compressiva a thrust con accavallamento del Dominio Ligure e del Dominio Toscano.
- Oligocene_Ad W di Adria, in particolare nel settore dove si sono impostati i Domini Subligure e Toscano, si ha una fase di ispessimento crostale. Comincia inoltre la migrazione verso oriente del fronte compressivo appenninico.

- Miocene_L'insieme delle Unità Liguri arriva a coinvolgere il Dominio Toscano a causa della deformazione innescata dall'avanzamento del fronte verso i settori esterni del sistema appenninico. Nel Miocene superiore la traslazione delle Unità Liguri arriva a coinvolgere anche il Dominio Umbro-Marchigiano. Inizia inoltre la tettonica distensiva nel Dominio Toscano, con sviluppo di faglie parallele alla costa tirrenica. Nei domini più esterni continua la tettonica compressiva. Iniziano le fasi di apertura del rifting tirrenico e della tettonica distensiva della Toscana centrale. La tettonica del Dominio Ligure Interno si differenzia da quella del Ligure Esterno per una maggiore deformazione delle strutture che si esplica anche in un leggero metamorfismo.

L'Appennino Settentrionale, che si estende dalla Linea tettonica Sestri-Voltaggio a NW e la Linea tettonica Ancona-Anzio a SE, forma un ampio arco che dal crinale ligure-emiliano scende verso quello romagnolo e poi verso quello umbro-marchigiano. L'edificio dell'Appennino Settentrionale è costituito dalla sovrapposizione tettonica di falde, accavallate le une sulle altre con vergenza generale verso ENE e suddivisibili in quattro grandi Domini paleogeografici, rappresentati, da NE a SW, cioè dall'esterno all'interno della catena appenninica, da:

- Dominio Tosco-Umbro-Marchigiano: è il dominio più esterno, costituito da: sedimenti marini marnoso-arenacei e calcarei, depositatesi sul margine della placca Adria e perciò appartenenti tettonicamente all'avanpaese appenninico (Unità Umbro-Marchigiane); da flysch arenacei terziari tobiditici, accumulatisi nel bacino di sedimentazione tra il margine di Adria e il prisma di accrezione sardo-corso (Unità Toscane Esterne); da sedimenti di ambiente di piattaforma continentale a emipelagico fino a oceanico profondo (evaporiti, argille, calcari, marne e diaspri), provenienti dal Bacino di sedimentazione Ligure-Piemontese (Unità Toscane Interne); infine, da sedimenti marini metamorfosatisi durante le fasi di sottoscorrimento delle Unità Toscane sotto il prisma di accrezione ligure (Unità Toscane Metamorfiche).
- Dominio Subligure, presente solo in Toscana e nelle Marche e comprendente formazioni arenacee, pelitiche e calcaree sedimentatesi ad W delle adiacenti Unità Toscane, e perciò vicino al margine di Adria.
- Dominio Ligure: è il dominio più interno. Comprende le unità tettoniche che rappresentano i relitti della litosfera oceanica giurassica del Bacino Ligure-Piemontese e le relative coperture sedimentarie (Giurassico-Paleocene). Questo Dominio è stato suddiviso, sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche e strutturali delle successioni, della posizione che occupano

nella catena a falde appenninica e della ricostruzione paleogeografica del Bacino Ligure-Piemontese, in:

- Unità Liguri Interne: sono considerate rappresentative della sequenza litostratigrafica oceanica che caratterizzava il Dominio, in quanto le masse ofiolitiche presenti si trovano ancora in posizione giaciturale primaria ed in continuità stratigrafica con la successione sedimentaria di copertura. Affiorano nella parte NW dell'Appennino Settentrionale e si estendono fino al limite meridionale delle Alpi Occidentali; sono sormontate dalle Unità del M. Antola.
- Unità Liguri Esterne: occupavano un settore adiacente al margine del Paleocontinente Adria. Non si riconoscono le ofioliti che costituivano sicuramente la base della successione, essendo quest'ultima scollata dal substrato originario in corrispondenza dei 'complessi di base' (le Formazioni argillose cretacee, di cui fanno parte anche le Argille a Palombini). Le ofioliti si presentano pertanto sottoforma di olistoliti e olistostromi nei sedimenti, per lo più torbiditici, di età compresa tra il Creta superiore e l'Oligocene.

Tutti queste Unità Liguri, provenienti da domini paleogeografici adiacenti, andarono poi a costituire la quasi totalità del prisma di accrezione. Il Dominio Ligure costituisce gran parte dell'alloctono dell'Appennino Settentrionale. Le unità tettoniche appartenenti al Dominio Ligure risultano geometricamente sovrapposte ai Domini Subligure, Toscano e Umbro-Marchigiano.

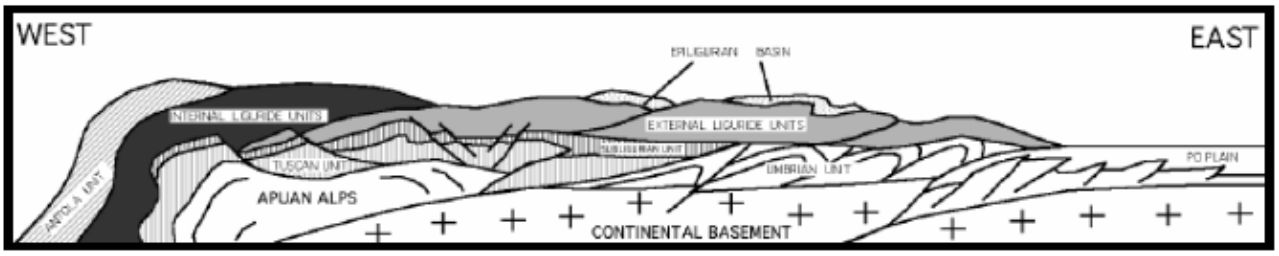

Fig. 2: Sezione schematica con le maggiori unità strutturali dell'Appennino Settentrionale (Elter P., 2003)

E' all'interno di tali Unità Liguri che si sono rinvenuti, oltre alle ofioliti, rappresentanti la parte di crosta oceanica al di sotto dei sedimenti oceanici liguri-piemontesi obdotta durante l'accavallamento delle falde, alcuni rari affioramenti granitici, le cui rocce rappresentano probabilmente, come già accennato in precedenza, i pochi resti del paleozoico basamento cristallino ercinico, anche se la

precisa provenienza di tali corpi non è stata ancora individuata con sicurezza. Studi risalenti agli anni ’30 e ’40 (Bonatti S.,1933; Bertolani M.,1945) hanno verificato che si possono riscontrare somiglianze di questi graniti con alcuni complessi granitici alpini (vedi più avanti). Le osservazioni compiute in questi studi, sostenute da seppur non numerose analisi di laboratorio, supportano tale ipotesi di comunanza tra graniti erratici appenninici e graniti alpini e, fino a che altre potenziali relazioni (quali quelle che potrebbero sussistere con i graniti del Basamento Sardo) non verranno accertate attraverso analisi comparative, non è scientifico addurre altre ipotesi sulla provenienza degli esemplari appenninici.

- Dominio Epiligure, prodotto della sedimentazione sul prisma di accrezione ligure, che già presentava una morfologia indicante il progressivo accavallamento delle falde.

IL GRANITO DI CASA CASTIGLIONE

Il granito di Casa Castiglione costituisce l'affioramento di granito maggiore dell'Appennino Modenese. Si trova all'interno della Valle del Panaro, sul fianco sinistro del fiume. È facilmente raggiungibile seguendo la strada fondovalle SP4 che collega Vignola e Sestola. L'affioramento si trova poco a Nord del Ponte Samone vicino ad una cava di argilla dismessa, in località Casa Castiglione.

Unitamente ad un piccolo affioramento di calcare che si trova sul lato settentrionale il granito forma una piccola collinetta boscosa che emerge dalle Argille Alloctone, sulla cui cima sono insediati due casolari ora dismessi. La grande quantità di vegetazione e lo sviluppo del suolo pedogenetico, rendono difficoltoso un accurato rilevamento. L'affioramento misura indicativamente 50 m di altezza, 150 m di larghezza e 170 m di lunghezza.

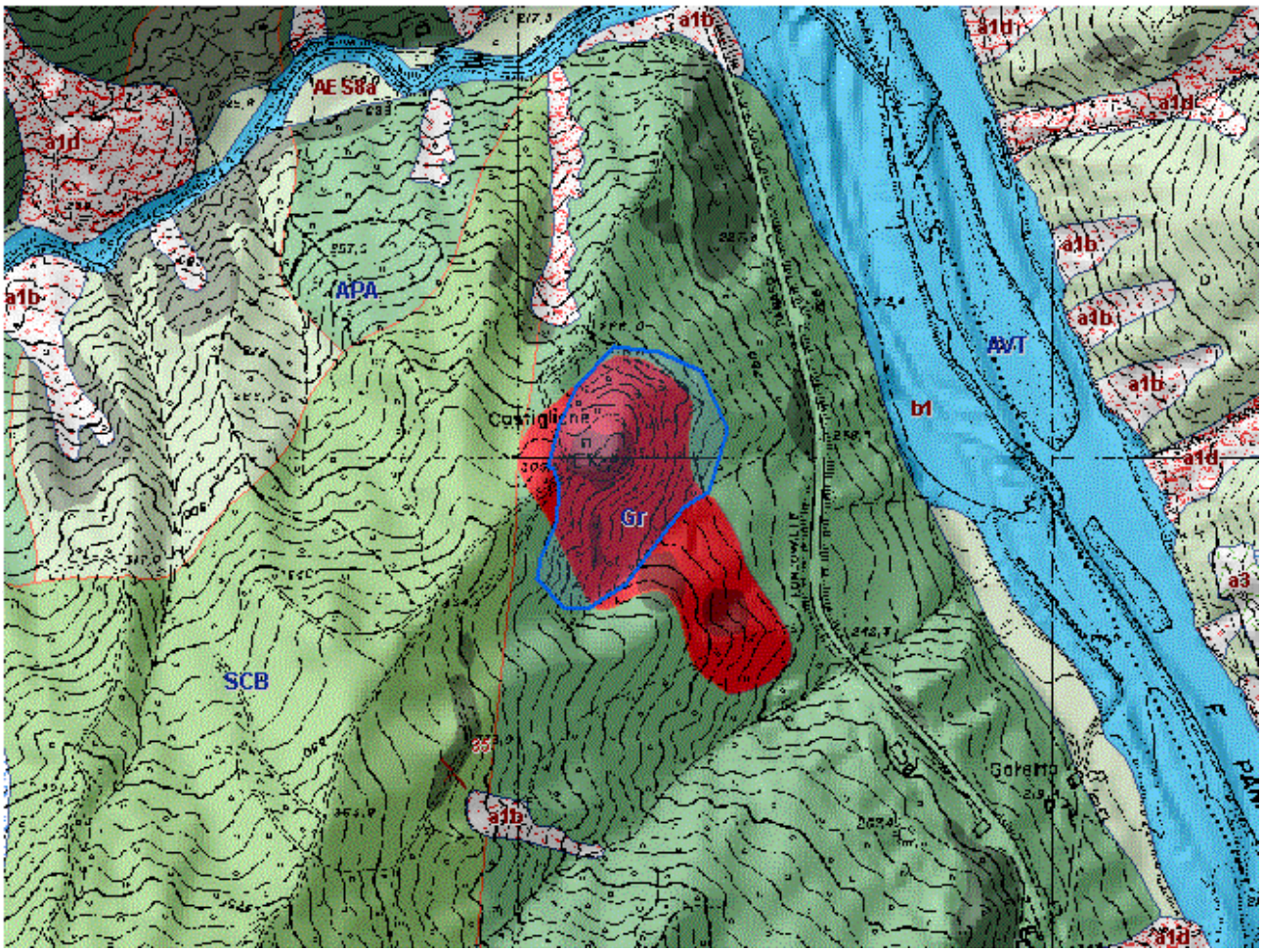

Fig. 3: carta geologica dell'affioramento del granito di Casa Castiglione. Dal Foglio 1:50.000 n°236 - Pavullo nel Frignano.

Il granito (GT), in Fig 3, si trova inglobato all'interno della Formazione delle Argille a Palombini (APA), di età cretacica inferiore, la quale sembra costituire una base comune a quasi tutte le successioni delle Unità Liguri Esterne; in base a questa ricostruzione esso si trova all'interno dell'Unità tettonica Cassio che confina ad Ovest con le Arenarie di Scabiazza (SCB). Nella zona affiorano largamente anche le Argille Variegate di Grizzana Morandi (AVT), particolarmente estese sulla sponda opposta del fiume.

La Formazione delle Argille a Palombini è caratterizzata da argille ed argilliti nerastre prevalenti con intercalati strati, medi e spessi, di calcari micritici. Sono presenti anche brandelli di sottili strati torbiditici pelitico arenacei. L'aspetto di questa formazione è sostanzialmente caotico. Al suo interno sono spesso presenti Ofioliti di varie dimensioni, talvolta cartografabili. L'età stimata di questa formazione è Cretaceo inferiore – Cretaceo superiore.

Le argille circostanti l'affioramento sono grigio scure, e sono frequenti i ritrovamenti all'interno di vene pure di quarzo. Sul bordo settentrionale dell'affioramento le argille sembrano presentare una maggiore coesione, dovuta probabilmente ad una maggiore percentuale di carbonati, di cui è presente un piccolo affioramento in continuità col Granito. Anche i carbonati appaiono fratturati, e si notano fratture con riempimenti di quarzo.

Il granito si trova in contatto tettonico con le argille circostanti e con i carbonati.

L'aspetto macroscopico della roccia è a fatica riconducibile a quello di un granito. Nelle zone più alterate sono infatti riconoscibili i soli cristalli di quarzo, che emergono da una pasta di fondo marrone e/o verde che viene via via dilavata dalle acque meteoriche (Fig. 5).

Nei campioni più freschi (Fig. 6) è invece riconoscibile l'appartenenza della roccia al campo acido magmatico, come granito di grana media. I K – feldspati hanno assunto un colore rosato dovuto all'alterazione, e sono facilmente distinguibili dai plagioclasi, di colore bianco, e dal quarzo, trasparente. Evidente la presenza di clorite, verde.

All'interno dell'affioramento sono stati individuati da M. Bertolani (1966) tre differenti tipi di rocce: un granito alterato, un granito cataclastico, e un granito milonitico.

I campioni più alterati e cataclastici provengono dalla sommità della collinetta, mentre alla base si ritrovano graniti alterati non tettonizzati.

Fig. 4: carbonati in posto con vene di quarzo sul versante settentrionale della collina.

Fig. 5: campione alterato di granito di Casa Castiglione.

Fig. 6: campione di granito di Casa Castiglione non alterato.

Fig. 7: la collina di Casa Castiglione vista dal lato Sud.

PETROGRAFIA DEI GRANITI

All'interno dell'affioramento di Casa Castiglione sono stati trovati due differenti litotipi: un granito alterato ed un granito cataclastico. Non sembra essere presente il granito milonitico descritto da M. Bertolani, in quanto non si nota, all'interno delle rocce cataclastiche una tessitura ordinata che giustifichi la presenza di miloniti. L'impossibilità di una sua individuazione potrebbe essere dovuta alla fitta copertura boschiva ed al cespugliato che spesso ostacolano fino ad impedirne l'accesso.

Granito alterato

Queste rocce si trovano alla base della collina. Hanno grana medio – grossa eterogranulare, con cristalli di dimensioni comprese tra pochi millimetri e circa 2 cm. Il quarzo ed i feldspati sono i minerali dalle dimensioni maggiori.

Il quarzo si presenta limpido a nicol paralleli. A nicol incrociati l'estinzione è obliqua, indice di fenomeni deformativi e di tettonizzazione. I bordi dei cristalli sono compenetrati. Al loro interno sono presenti numerose microinclusioni, vetrose, liquide e gassose (Fig. 8); oltre a queste sono spesso inclusi cristalli di altri minerali. I più comuni sono gli zirconi, ma sono presenti anche aghi di rutilo e apatite, e piccoli cristalli di clorite di neoformazione. Pochi sono i cristalli con solo leggeri fenomeni di cloritizzazione.

Il quarzo si trova anche in forma microcristallina tipo calcedonio, in fase di cristallizzazione, associato a minerali in fase di alterazione o all'interno di fratture.

I feldspati sono presenti in grandi cristalli generalmente torbidi a nicol paralleli. A nicol incrociati appare subito evidente la loro forte alterazione, con formazione al loro interno di nuovi minerali, in particolare sericite. Possono includere minerali magmatici, in particolare zirconi o piccoli cristalli di biotite cloritizzata.

I K – feldspati sono presenti in quantità minori rispetto ai plagioclasi. Macroscopicamente è evidente la loro colorazione rosata, che li distingue dai plagioclasi. Sono alterati in prodotti argillosi. Generalmente non geminati, sono però visibili alcune strutture a grata che lo identificano come microclino. I K – feldspati più alterati mostrano invece l'alterazione tipica dell'ortose.

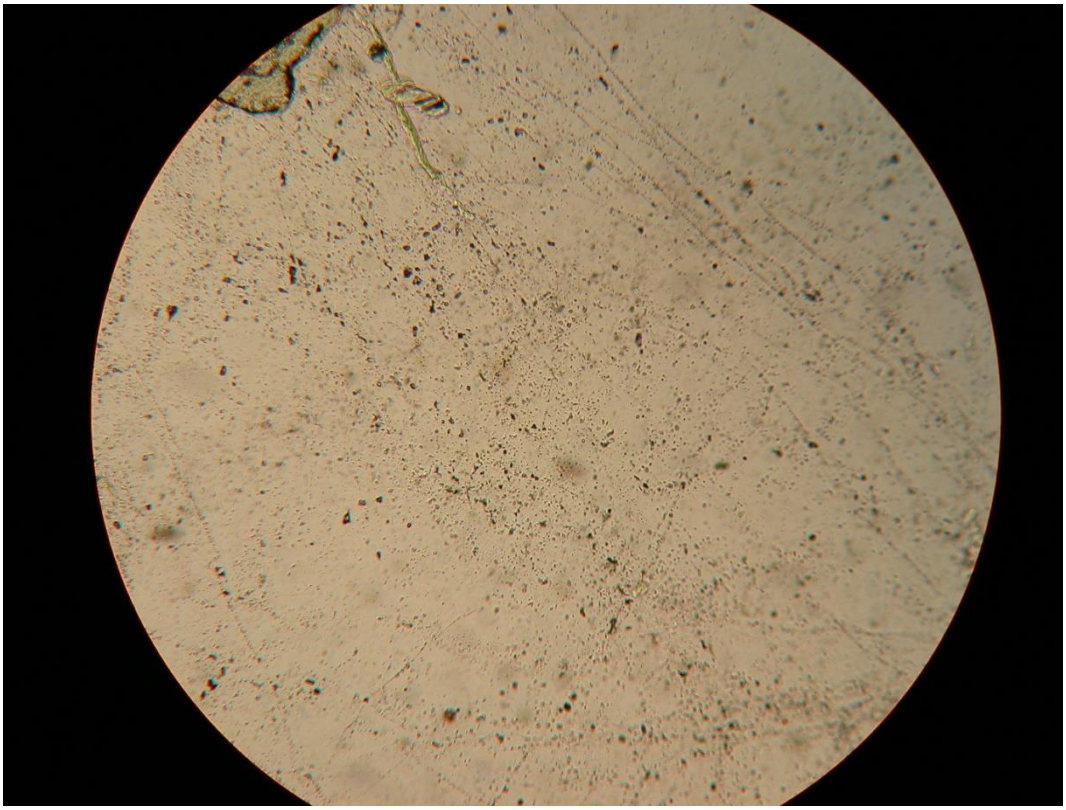

Fig. 8: Microinclusioni all'interno di un cristallo di quarzo a nicol paralleli. Ø: 0,90mm.

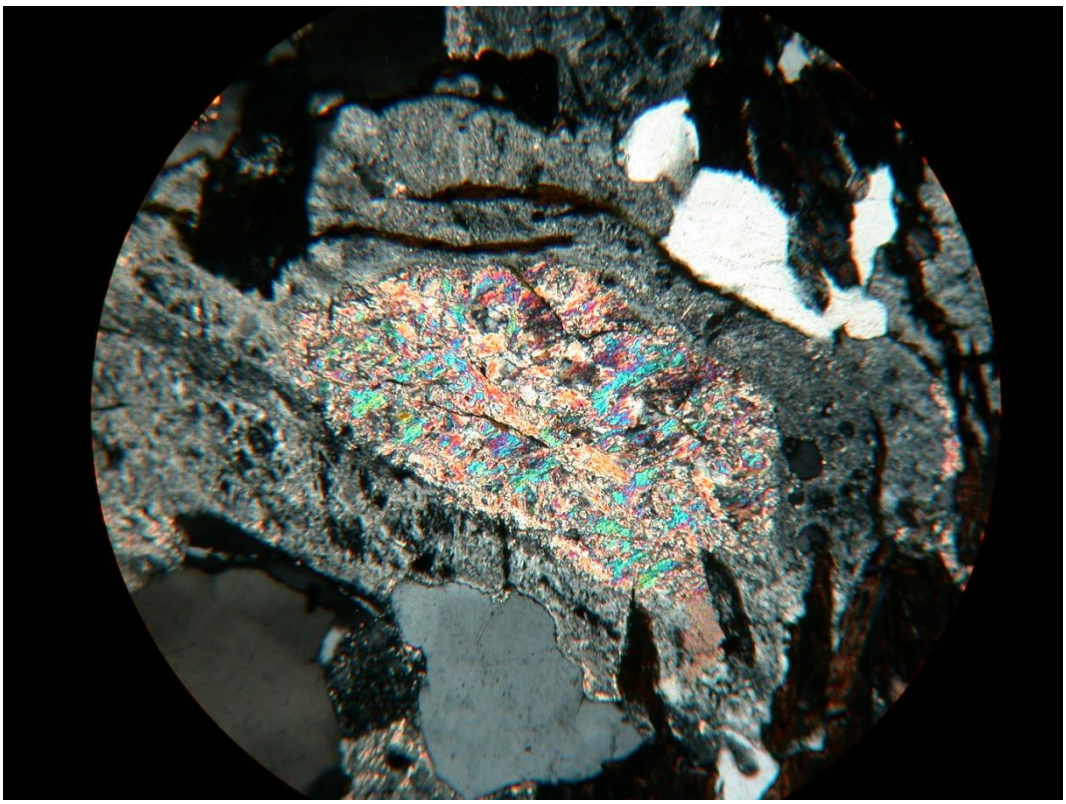

Fig. 9: Cristallo aggregato di sericite all'interno di un plagioclasio. Ø: 2,29 mm.

I plagioclasi sono spesso deformati, e fortemente alterati in sericite (Fig. 9), specialmente al nucleo dei cristalli. La maggior parte di essi è geminata secondo la legge dell'albite, mentre sono più rari i cristalli geminati Carlsbad (Fig. 10) o periclino. La misura degli angoli di estinzione dei cristalli geminati tipo albite ha dato angoli compresi tra 5° e 12°. Questo ha permesso di risalire alle percentuali di albite, che variano dal 95% al 90%. Le percentuali di albite sono state calcolate portando in direzione allungata verticalmente i cristalli geminati secondo la legge dell'albite, e calcolare successivamente gli angoli di estinzione delle due famiglie di orientazione diversa. Con una tabella di raffronto, si è potuto così risalire alla quantità di albite presente nel cristallo.

All'interno dei feldspati sono spesso presenti smescolamenti, sia pertitici che antipertitici. Un fenomeno particolare riguarda alcune trasformazioni che danno origine a mirmekiti, ovvero una trasformazione di un feldspato che perde silice, la quale cristallizza in forme curve all'interno del minerale di provenienza (Fig. 11).

Alcuni feldspati mostrano inoltre tracce di dissoluzione, con possibili sostituzioni di opale.

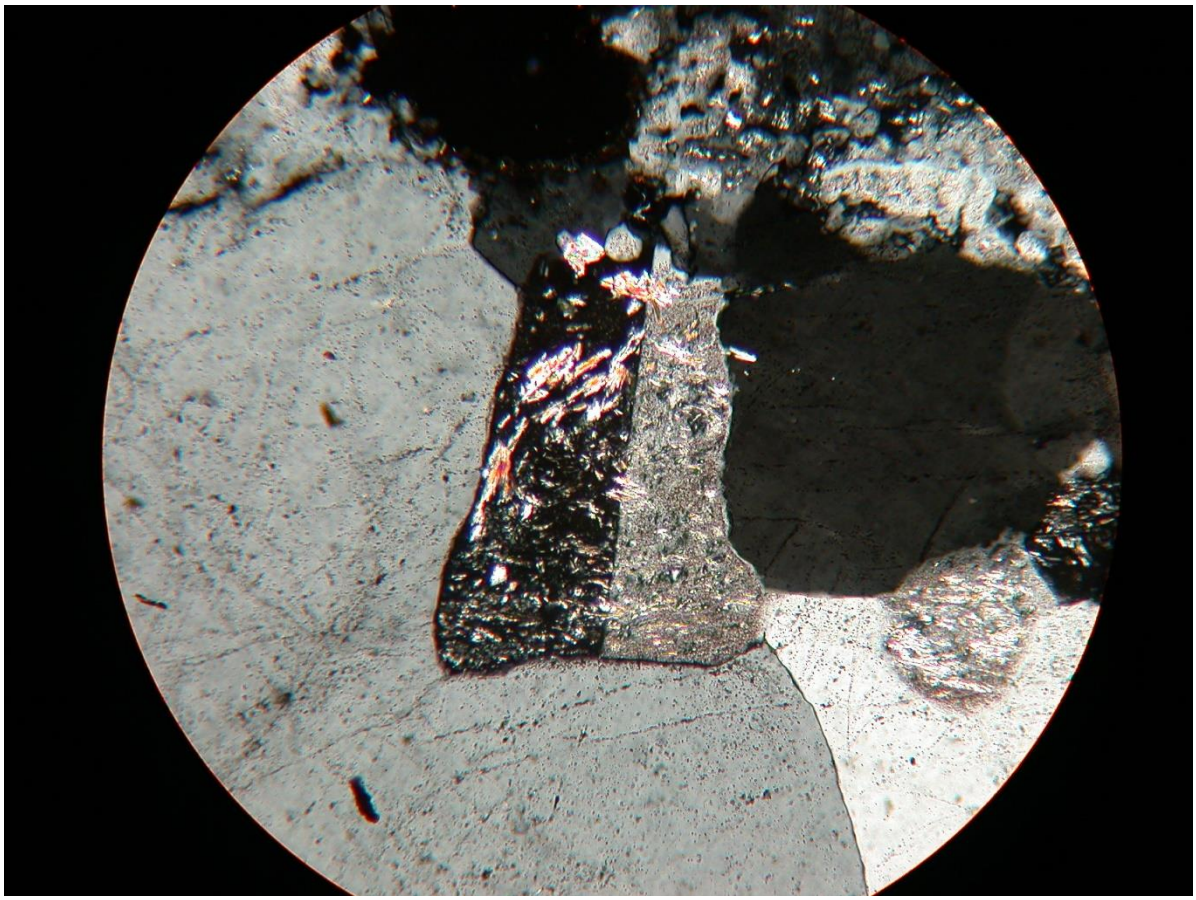

Fig. 10: Feldspato alterato geminato Carlsbad. Ø: 0,90 mm.

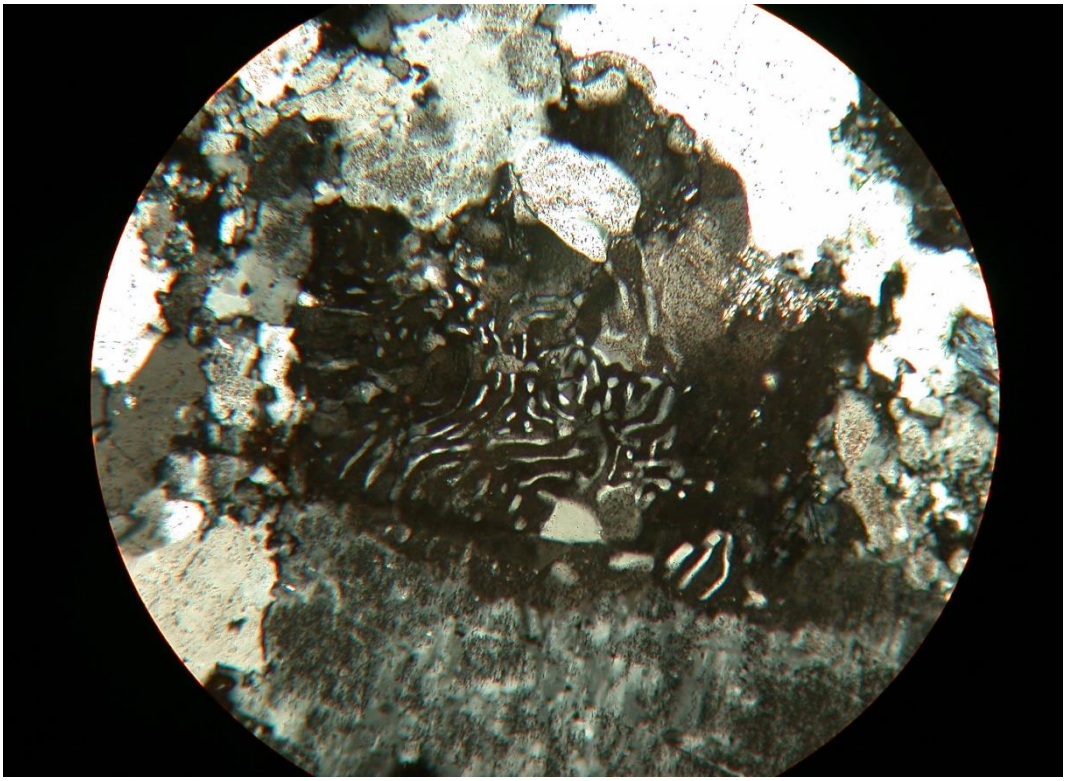

Fig. 11: Struttura a Mirmekite in un feldspato. Ø: 0,90 mm.

La clorite è un fillosilicato secondario abbondante in queste rocce.

Spesso deformata, sostituisce i minerali femici, in particolare la biotite. Esistono clorite di due differenti tipologie: clorite di neoformazione, e clorite di alterazione (Fig. 12).

La clorite di alterazione deriva quasi totalmente da biotite, ma sono presenti anche piccoli fenomeni di cloritizzazione di altri minerali femici. Facilmente riconoscibile per il colore, che varia a seconda dello stato di alterazione, da verde smeraldo a verde – giallino sbiadito a nicol paralleli mentre i suoi colori sono d'interferenza giallo – verdi. Al suo interno sono presenti ossidi di Fe (ematite, magnetite) e minerali opachi, composti da quegli elementi che vengono liberati dal processo di cloritizzazione della biotite. Essendo questa clorite derivante da minerali magmatici, in essa sono alle volte presenti zirconi, inclusi già presenti all'interno della biotite. La clorite è associata a biotite quando il processo di alterazione non è stato totale. La clorite di neoformazione (Fig. 13) si trova principalmente all'interno di fratture, ma è possibile trovarla anche all'interno di cristalli singoli. Presenta colore verde smeraldo a nicol paralleli, e colori d'interferenza anomali blu e bruno-rossi a nicol incrociati. Non ha inclusi al suo interno e i cristalli sono spesso fibrosi.

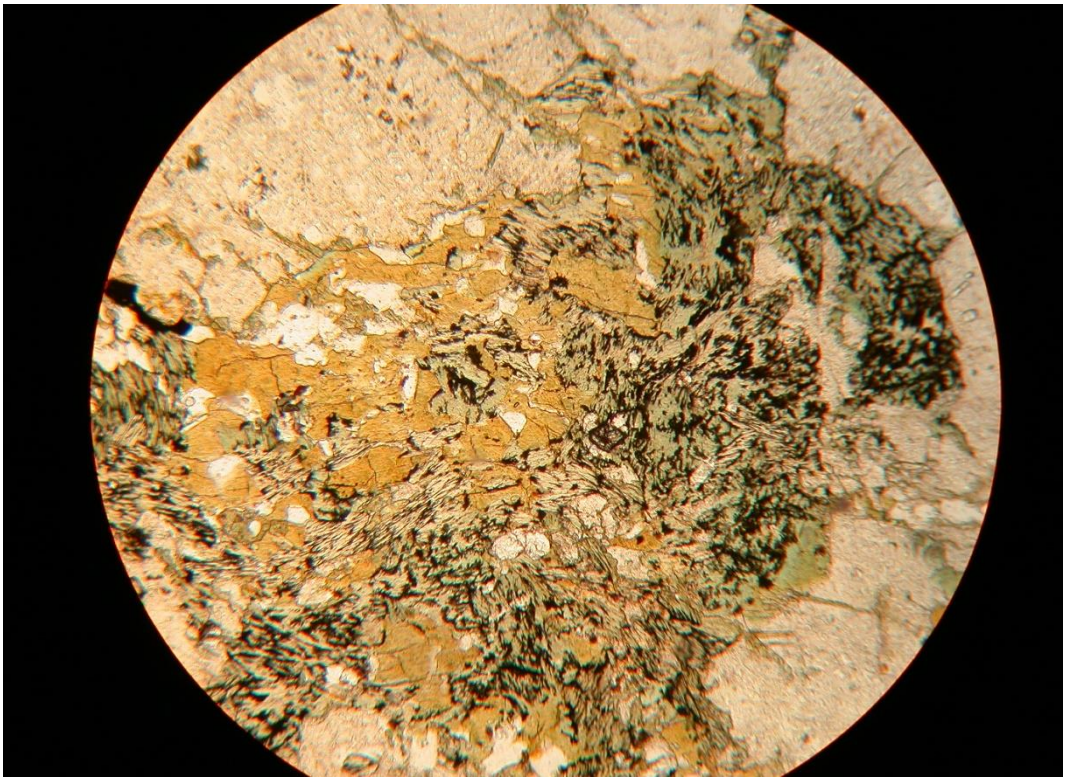

Fig. 12: clorite di alterazione e neoformazione, nicol paralleli. Ø: 2,29 mm.

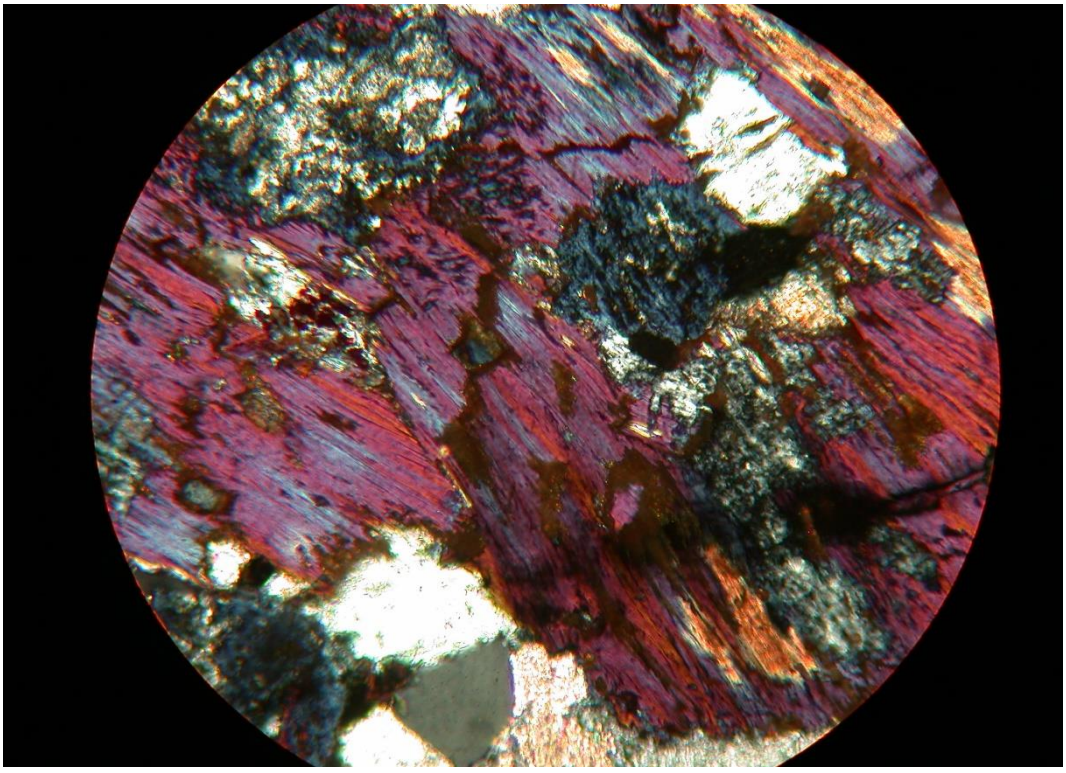

Fig. 13: clorite di neoformazione a nicol incrociati, con colori anomali d'interferenza. Ø: 0,90 mm.

All'interno di queste rocce è possibile trovare carbonati in quantità variabili. Minerale secondario, i carbonati sono composti da calcite. Si trovano all'interno di piccole fratture, oppure in cristalli singoli. Spesso aggrediscono chimicamente i minerali al contorno, principalmente quarzo e feldspati. Minore è il loro impatto sulla clorite.

Un minerale accessorio sempre presente è lo zircone (Fig. 14). Di origine magmatica, dalla forma tonda ed alto rilievo, ha alti colori d'interferenza e si trova principalmente come incluso in altri minerali: quarzo, feldspati e clorite da alterazione.

Come minerale accessorio è presente anche muscovite: in piccoli e rari cristalli, spesso si trova associata a clorite o biotite, oppure a quarzo.

Relativamente abbondanti sono gli ossidi di Fe ed i minerali opachi. La maggior parte di essi si trova associata a clorite di alterazione, come fasi secondarie di neoformazione. Gli ossidi di Fe più frequenti sono ematite e magnetite, anche se sono frequenti spalmature di limonite.

All'interno dei cristalli di quarzo dalle dimensioni maggiori è inoltre possibile riconoscere aghetti di rutilo o di apatite, nelle quantità normalmente tipiche dei graniti.

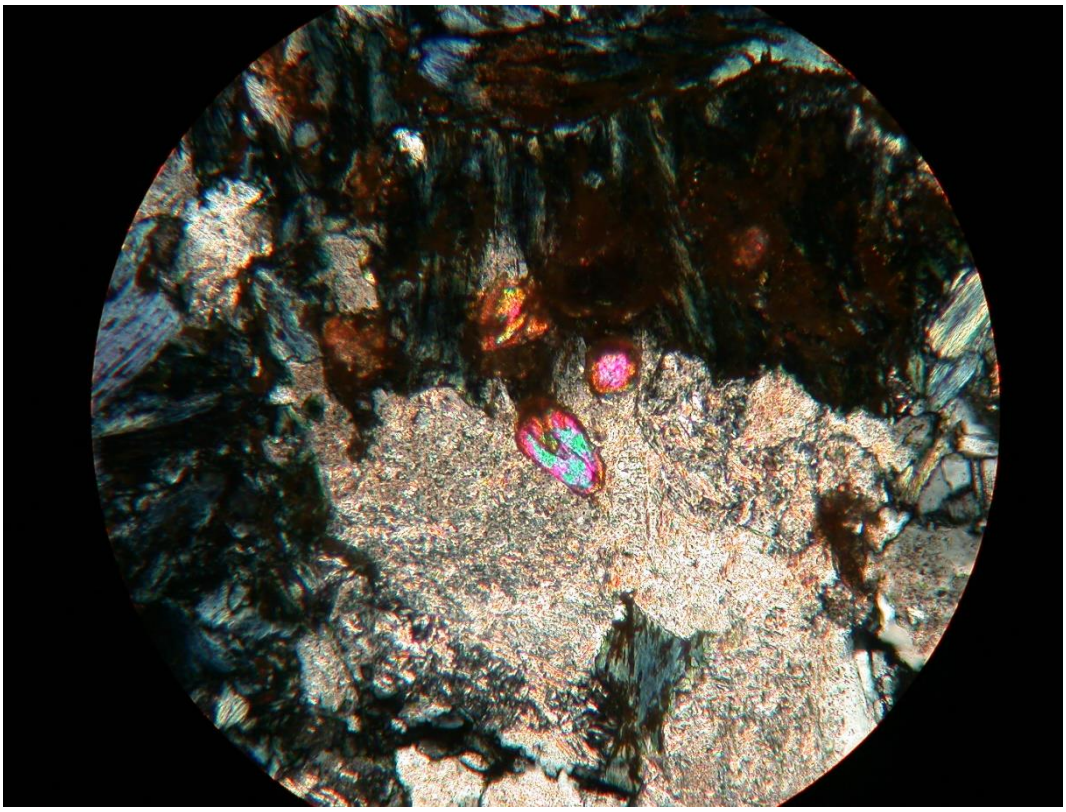

Fig. 14: zirconi all'interno di un feldspato alterato. Ø: 0,90 mm.

Granito cataclastico

Queste rocce si trovano verso la cima dell'affioramento. Hanno grana eterogranulare, con una componente microcristallina ed una componente di dimensione maggiore.

La componente microcristallina è data da cristalli principalmente di quarzo e da pochi feldspati, entrambi fortemente fratturati da processi di tettonizzazione. La componente con individui di dimensioni maggiori è formata da cristalli originari del granito primario. La componente fine definisce vene o fratture, o zone ad alta fratturazione.

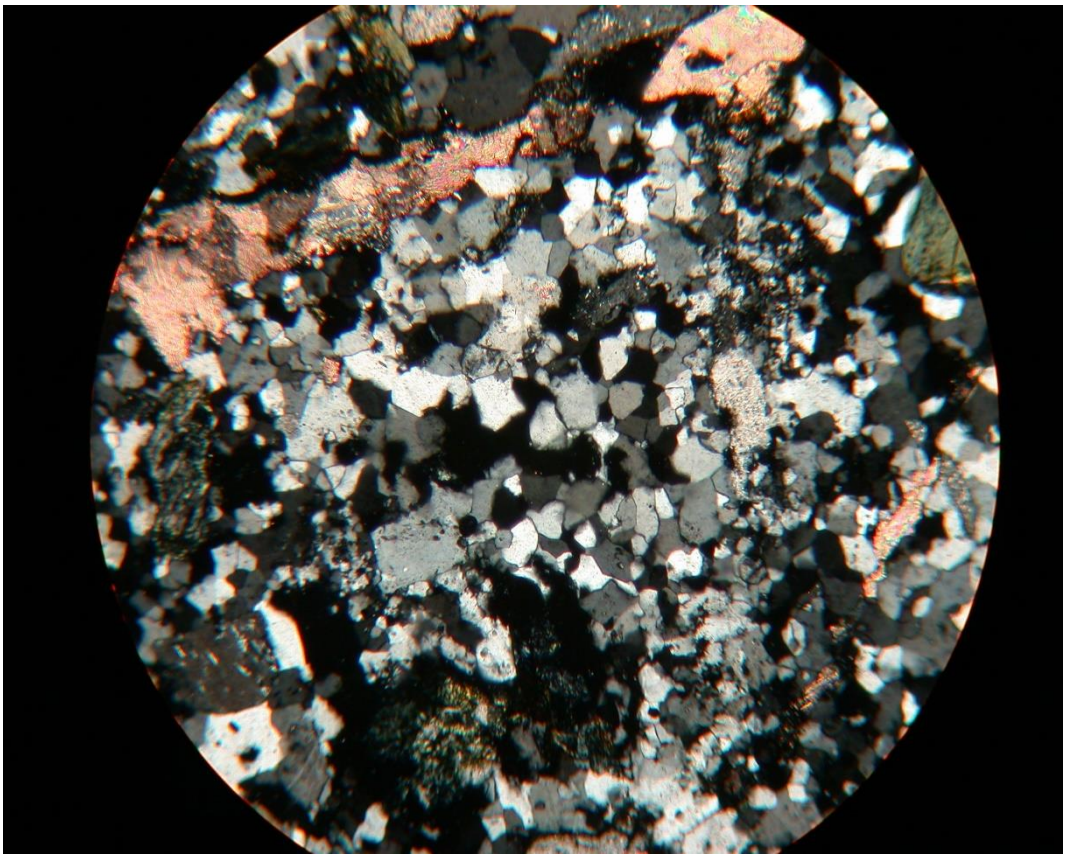

Fig. 14: quarzo cataclastico e vena di carbonati. Ø: 2,29 mm.

Il quarzo si presenta sia in grossi cristalli, sia in frammenti cataclasticizzati (Fig. 14).

I cristalli di dimensioni maggiori sono generalmente limpidi a nicol paralleli, e presentano estinzione ondulata a nicol incrociati. Contengono numerose microinclusioni liquide, gassose o vetrose, e possono anche includere minerali magmatici come zirconi, rutilo e apatite. Alcuni di questi cristalli marginalmente pigmentati di verde da fenomeni di leggera cloritizzazione.

I frammenti cataclastici di quarzo sono del tutto simili ai cristalli maggiori. Contengono numerose microinclusioni, ma non includono minerali magmatici, e non sono associati a clorite.

All'interno delle zone più fratturate è, alle volte, presente silice amorfa microcristallina (opale e calcedonio), successiva alla fratturazione.

I feldspati si presentano sia in grandi cristalli, sia, in minor quantità, come frammenti cataclasticizzati.

Questi ultimi sono pochi, e non mostrano fenomeni di alterazione. Si tratta di plagioclasi geminati, secondo la legge dell'albite, con percentuali di albite che varia dal 90% al 95%.

La maggior parte dei feldspati, in grandi cristalli, sono torbidi a nicol paralleli. A nicol incrociati mostrano diversi gradi di alterazione, da leggera a quasi totale, senza la possibilità di riconoscere le geminazioni o gli smescolamenti all'interno dei cristalli. I plagioclasi sono alterati in sericite, che talora fanno dei fitti aggregati, soprattutto concentrato al centro dei cristalli e più raro ai bordi. La geminazione preponderante è secondo la legge dell'albite, ma sono anche presenti geminazioni Carlsbad, e, meno frequenti, di tipo periclino. Le percentuali di albite all'interno dei cristalli varia dal 90% al 95%. Sono alle volte presenti smescolamenti di quarzo o di feldspati.

I K – feldspati subiscono alterazione in minerali argillosi (Fig. 15). I minerali riconosciuti sono microclino e ortose. Hanno importanti smescolamenti di plagioclasi e quarzo.

Alcuni cristalli mostrano tracce di dissoluzione (Fig. 16).

La clorite all'interno dei graniti cataclastici è presente in minor quantità rispetto ai graniti alterati, risulta comunque un minerale importante.

Esistono due tipi di clorite: clorite di neoformazione e clorite di alterazione.

La clorite d'alterazione è dovuta all'alterazione dei minerali femici, in particolare di biotite, e spesso è associata ad essa. I cristalli sono largamente deformati da stress tettonici e, al loro interno, presentano pigmentazioni di ossidi di Fe. Non esistono differenze rispetto alla clorite all'interno dei graniti alterati.

La clorite di neoformazione si trova principalmente in vene e al bordo dei cristalli presenti (Fig. 17). I suoi colori d'interferenza sono rosso cupo e blu. Questo tipo di clorite è più abbondante della clorite d'alterazione, e spesso conferisce scistosità e foliazione alla roccia (Fig. 18).

In alcuni campioni l'abbondanza della clorite è tale da prevalere sul quarzo come pasta di fondo.

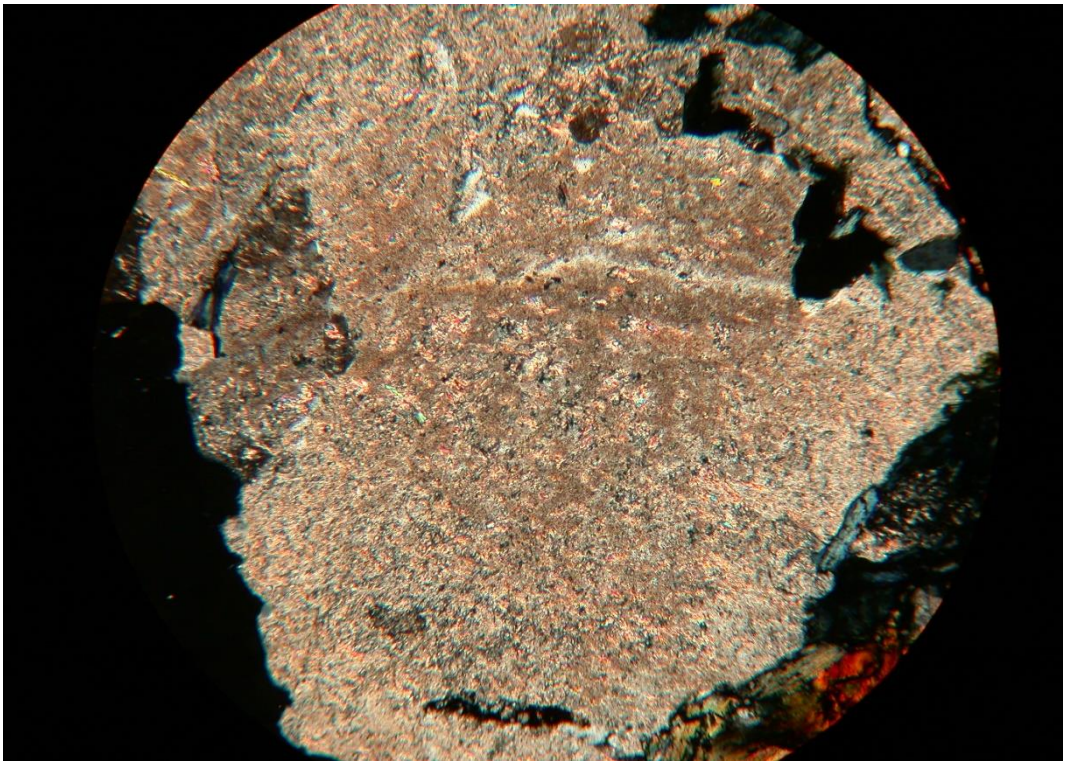

Fig. 15: K – feldspati alterati. Ø: 2,29 mm

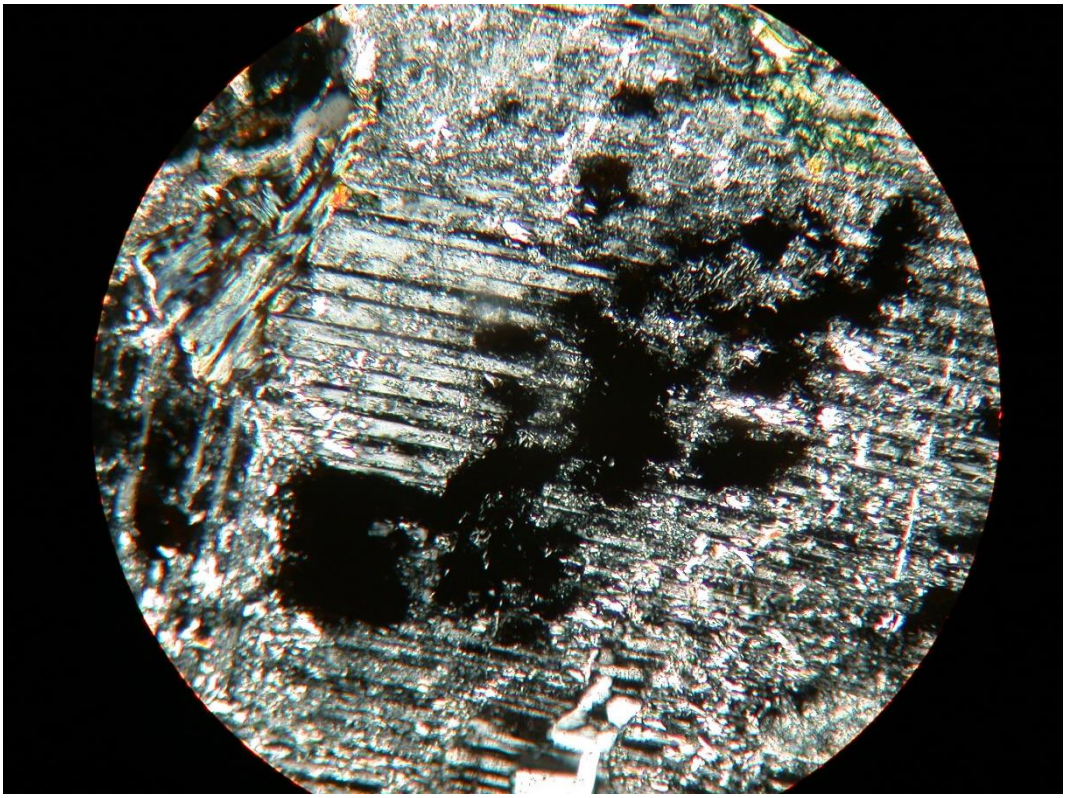

Fig. 16: dissoluzione in un plagioclasio e cristallizzazione di silice amorfa microcristallina. Ø: 0,90 mm.

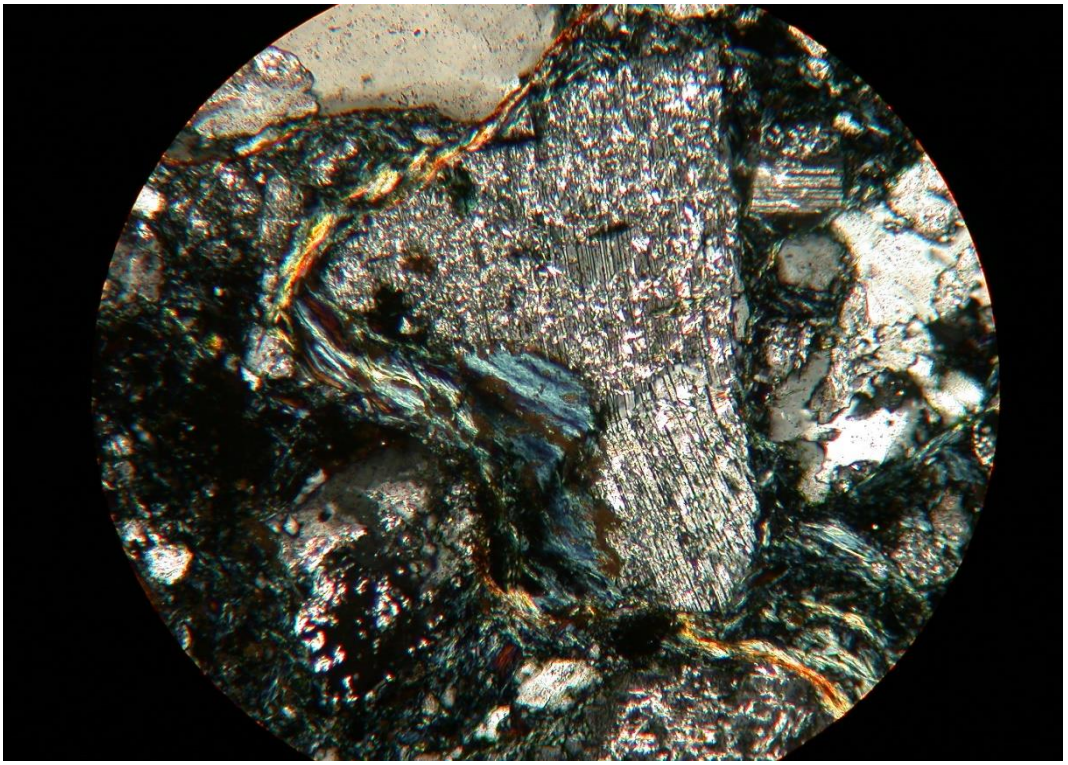

Fig. 17: clorite di neoformazione che si forma all'intorno di un plagioclasio alterato. Ø: 0,90 mm.

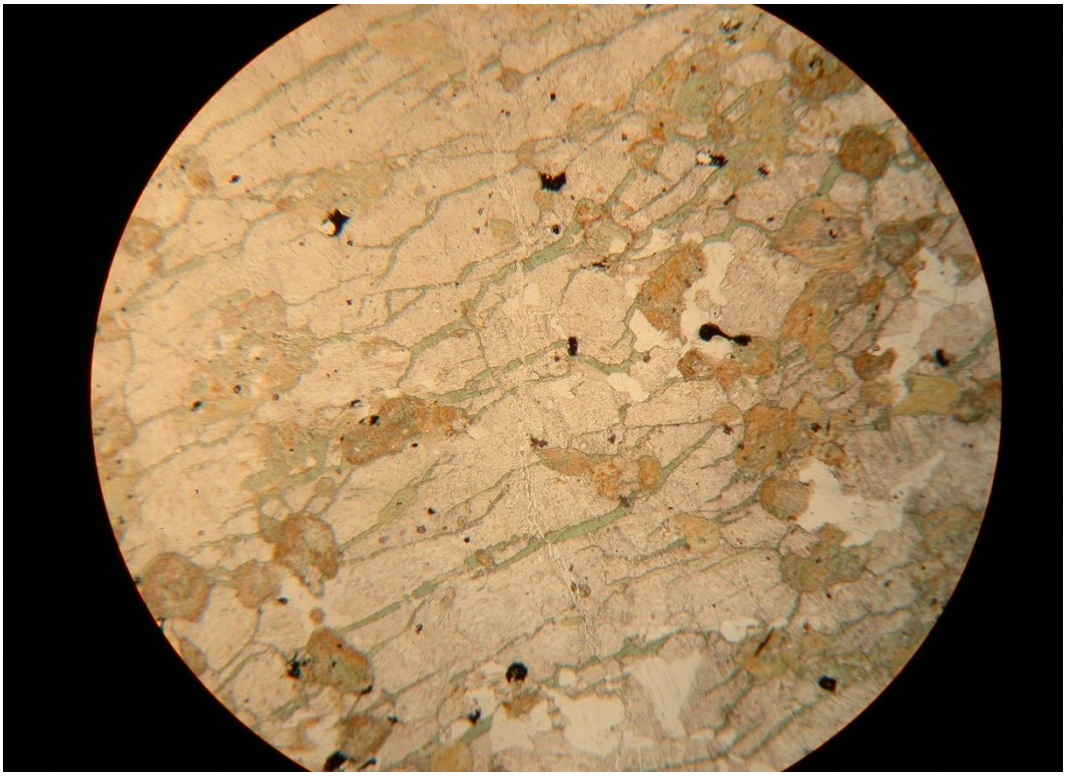

Fig. 18: clorite di neoformazione in vene, conferisce scistosità alla roccia. Ø: 5,80 mm.

I carbonati all'interno di queste rocce sono presenti in quantità variabile, ma sono sempre uno dei significativi costituenti. Si possono trovare lungo vene o fratture (Fig. 19), o dispersi nella pasta di fondo (Fig. 20). Sono minerali secondari e, spesso, aggrediscono chimicamente gli altri minerali, tra cui quarzo e feldspati. I carbonati all'interno delle fratture mostrano un accrescimento preferenziale nella direzione dello sforzo tettonico.

Tra i minerali accessori il più abbondante è lo zircone, presente quasi esclusivamente all'interno dei cristalli di quarzo e feldspati non soggetti ad azione tettonica. Sono molto rari gli individui all'interno delle zone più fratturate o nella pasta di fondo.

Oltre agli zirconi sono presenti ossidi di Fe e minerali opachi, all'interno della clorite d'alterazione, e rutilo e apatite inclusi nei cristalli di quarzo. Abbondante la sericite come alterazione dei plagioclasi.

Non sembra essere presente la muscovite, di cui è stato riconosciuto un singolo individuo all'interno di un feldspato non fratturato.

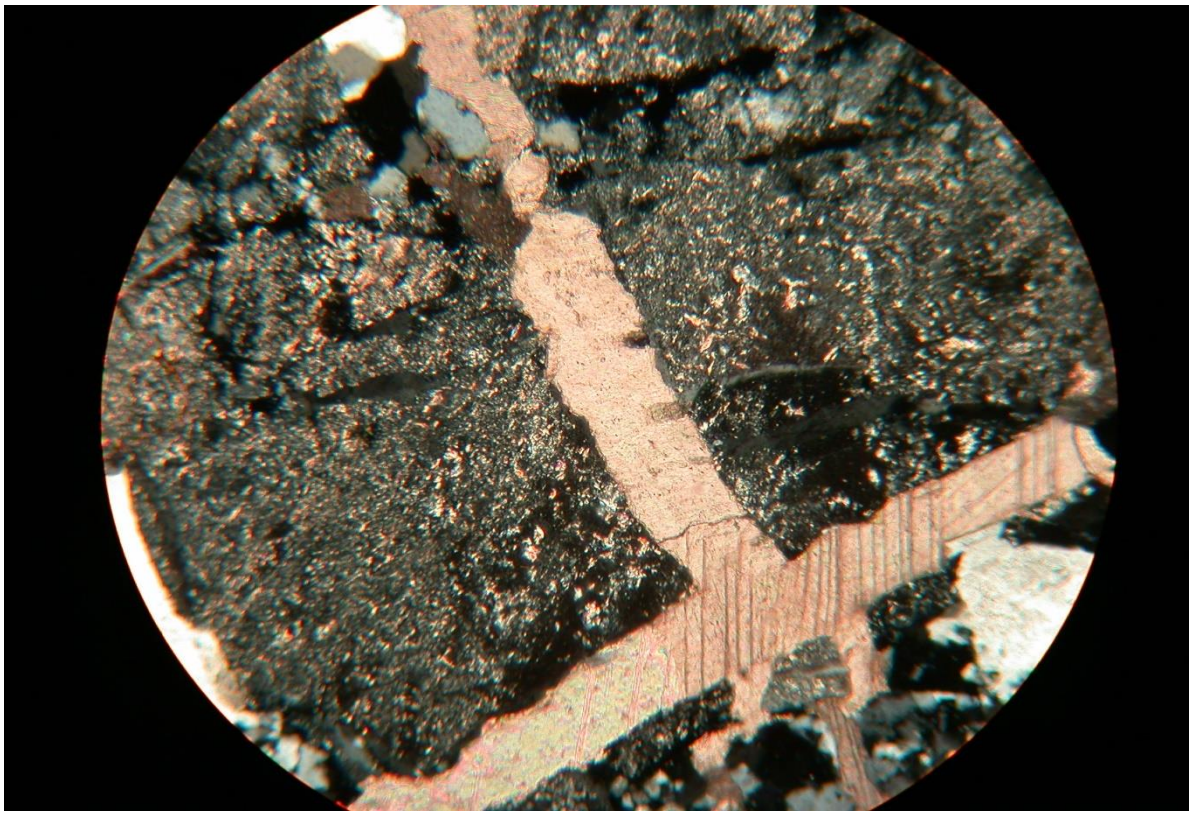

Fig. 19: vene di carbonati in plagioclasio seriticizzato. Ø: 2,29 mm.

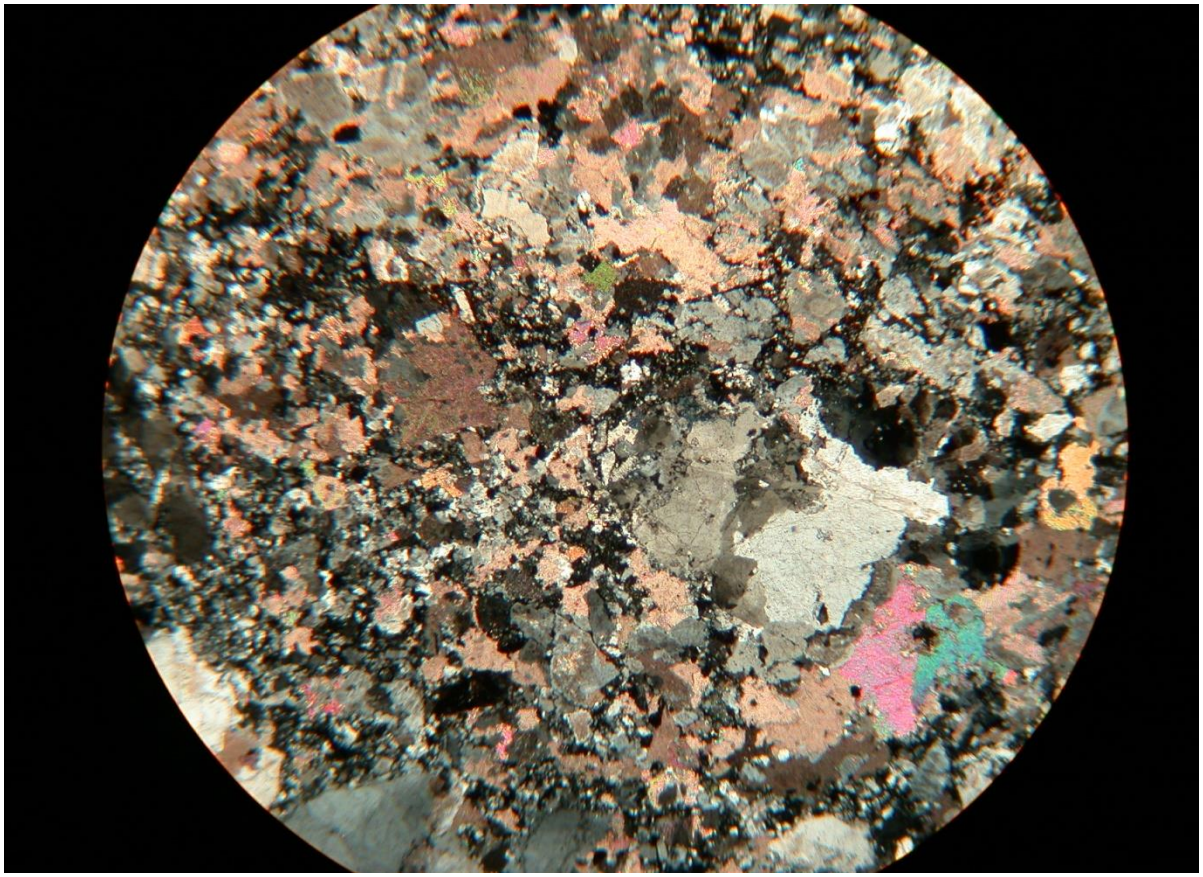

Fig. 20: carbonati dispersi in quarzo cataclastico. Ø: 5,80 mm.

FENOMENI CHIMICI ED EVENTI DI TRASFORMAZIONE DEL GRANITO

Come precedentemente citato, il granito di Casa Castiglione ha subito numerosi fenomeni di origine chimica. M. Bertolani (1945) aveva già riscontrato la presenza di un fenomeno di albitizzazione e alterazione dei plagioclasi, ed una fase di cloritizzazione della biotite. Non erano però state chiarite le relazioni temporali tra i due avvenimenti.

Dallo studio petrografico al microscopio dei campioni, sono state individuate due ulteriori fasi di neoformazione mineralogica: una fase di deposizione di silice amorfa sottoforma di opale e calcedonio, ed una fase di deposizione dei carbonati.

Dalle relazioni tra queste fasi è possibile definire un loro ordine cronologico, per quanto non sia stato possibile effettuare delle misurazioni temporali delle fasi stesse.

Le trasformazioni dei plagioclasi verso termini più alcalino – sodici hanno portato gli altissimi tenori di albite descritti. I feldspati hanno anche subito profondi fenomeni di alterazione che, a partire dai

nuclei dei cristalli raggiungono progressivamente i bordi, con formazione di sericite per quanto riguarda i plagioclasi, e minerali argillosi per i K – feldspati. Come evidente nella Fig. 21, le vene di clorite di neoformazione tagliano i cristalli di plagioclasi e sericite, ciò conferma che la deposizione di clorite di neoformazione sia successiva ai fenomeni di alterazione dei plagioclasi.

A loro volta la clorite di neoformazione è intaccata dall'opale (Fig. 22); per cui la genesi di questo minerale è successiva a quella della clorite. Infine, come ultimo evento, le fratture di carbonati tagliano le vene di clorite (Fig. 23), inoltre tali cementi aggrediscono i minerali precedenti, tra cui la silice amorfa. Si tratta quindi dell'ultima fase di neoformazione di minerali all'interno della roccia, eventi diversi che definiscono il ciclo di trasformazioni mineralogiche che hanno interessato il protolito granitico.

Riassumendo, in ordine cronologico dal primo evento all'ultimo:

1 Processi di albitizzazione della roccia. Alterazione dei feldspati.

2 Formazione di clorite.

3 Formazione di silice amorfa microcristallina e dissoluzioni di minerali.

4 Formazione di carbonati.

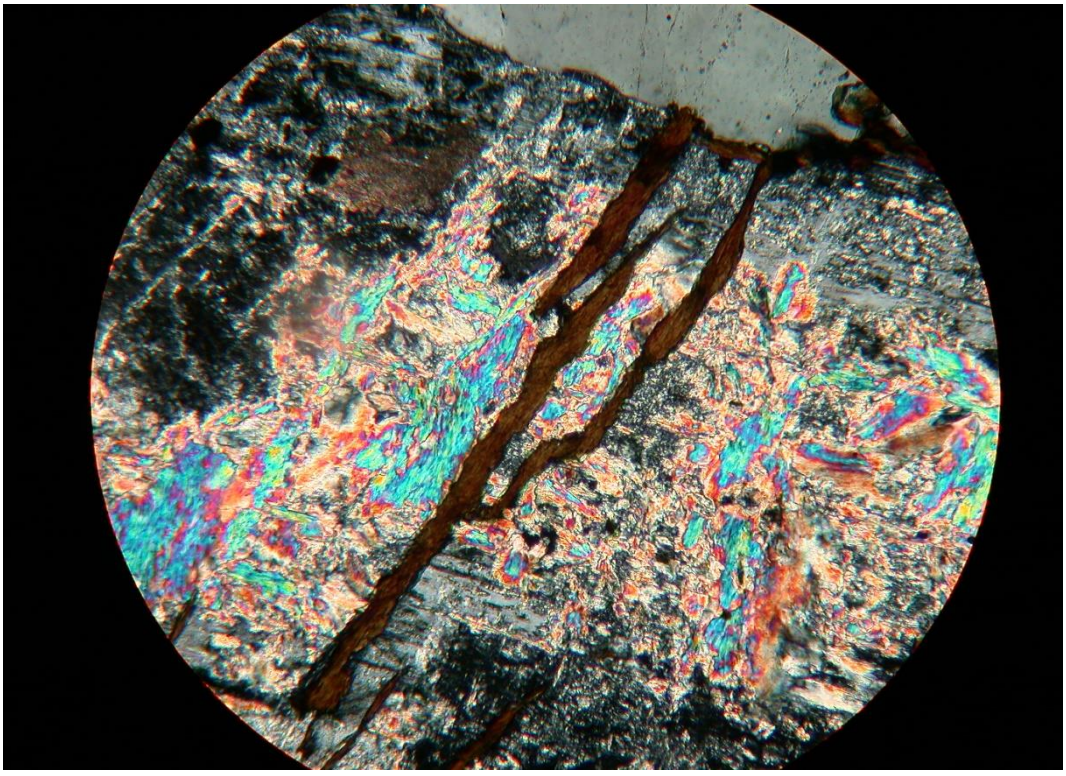

Fig. 21: cristalli di sericite attraversati da una vena di clorite. Ø: 0,90 mm.

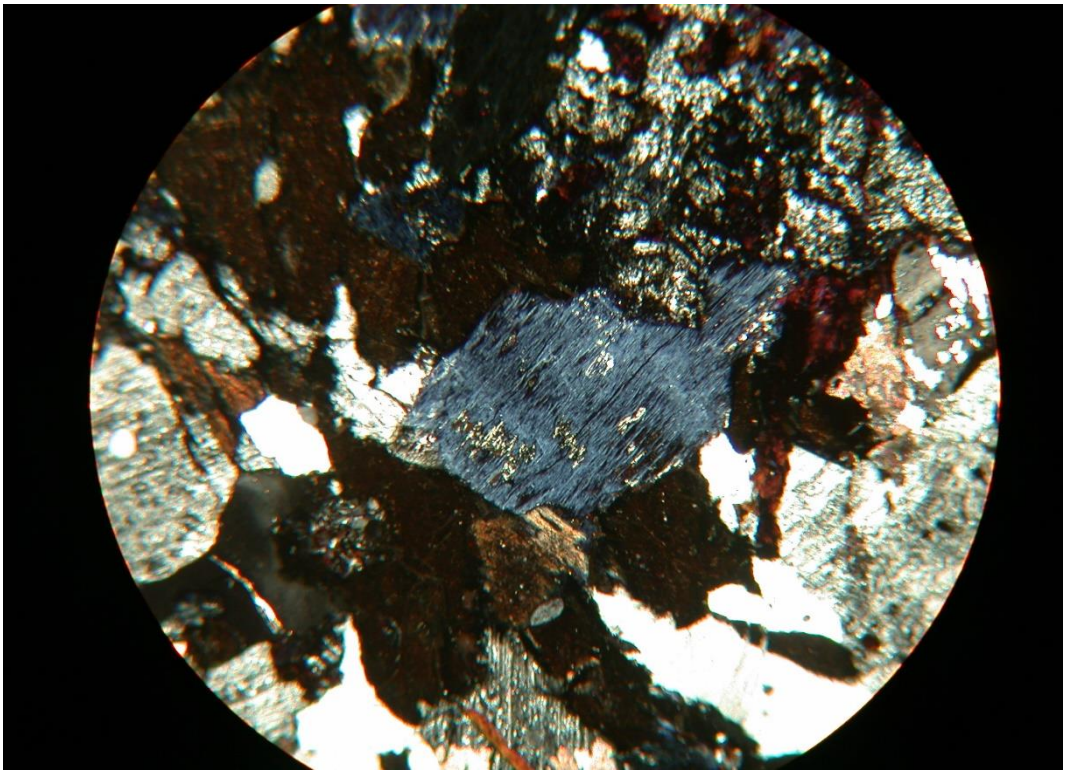

Fig. 22: cristallo di clorite di neoformazione con inclusioni successive di opale. Ø: 2,29 mm.

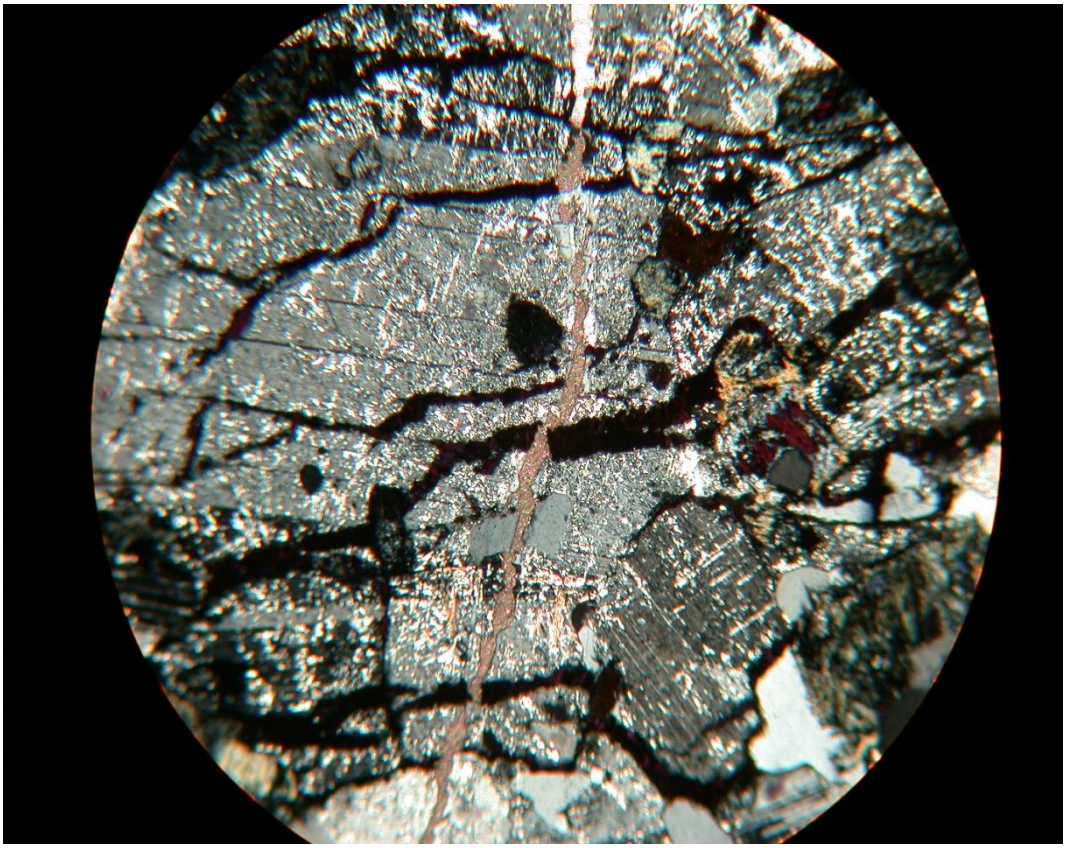

Fig. 23: vena di carbonati che attraversa la roccia e le vene di clorite. Ø: 2,29 mm.

GLI ALTRI GRANITI DELL'APPENNINO MODENESE

Nell'Appennino Modenese sono stati ritrovati tre differenti blocchi di graniti erratici, inclusi nelle argille, ed un affioramento di porfido quarzifero. I campioni sono stati studiati da M. Bertolani e S. Capedri (1966). È stato inoltre studiato, da M. Bertolani (1945), un affioramento di granito nelle vicinanze di Cà di Micco.

I graniti erratici

Granito del Pescale

Localizzato nel 1937 nella Valle del Pescale (affluente di destra del fiume Secchia) è costituito da un frammento di roccia dalle dimensioni di un pugno, poi studiato da Mario Bertolani (1945). Il campione, ben conservato presso il Museo Gemma dell'Università di Modena e Reggio Emilia, è di colore rosato. La grana è fine e la struttura porfiroide con fenocristalli di feldspati e quarzo di medie dimensioni. In sezione sottile il quarzo è il minerale più abbondante in cristalli limpidi, spesso isorientati, al cui interno si riconoscono inclusioni solide e fluide. L'ortoclasio è in cristalli generalmente grandi con alterazione non molto accentuata, geminati secondo le leggi di Carlsbad e di Baveno. Per la maggior parte l'ortoclasio è micropertitico e, a zone, criptopertitico. I plagioclasi non sono in quantità inferiore all'ortoclasio. Frequentemente presentano leggere zonature e includono strutture mirmekitiche. Sono geminati secondo le leggi dell'Albite, dell'Albite – Carlsbad e dell'Albite – Periclino. Analisi microscopiche delle zonature ha rilevato che i nuclei dei cristalli sono costituiti da oligoclasio, con aumento delle percentuali di albite verso le zone più esterne, fino a raggiungere a termini quasi puri di albite.

Tra i minerali accessori sono presenti biotite, scarsa e spesso alterata in clorite associata a minerali opachi secondari, e muscovite, sia primaria che come sericite dovuta all'alterazione dei plagioclasi. Associata alla muscovite si trova spesso una mica biassica leggermente pleocroica segnalata come Zinnwaldite da M. Bertolani (1945). Atri minerali accessori sono i granati, associati alle miche insieme alla clorite e allo zircone, quest'ultimo in piccoli cristalli rari all'interno del quarzo e della muscovite. Tra gli ossidi sono riconoscibili ematite e magnetite.

Granito di Guiglia

Ciottolo rinvenuto a quota 360m s.l.m. presso Cà della Vigna nelle vicinanze di Guiglia dal Gallitelli, come erratico nelle Argille Scagliose. Dallo studio in sezione sottile delle parti non alterate del campione si evidenzia una sua chiara composizione granitica, con quarzo e feldspati abbondanti, e scarsi minerali femici. La grana è media e la tessitura granulare. Le zone più alterate presentano invece una tessitura a maglie (ragnatela) dovuta all'avvolgimento di quarzo e feldspati da parte di minerali opachi: questi ultimi sono talora brecciati e dalla loro alterazione prendono origine gli ossidi di Fe.

Il campione è stato pertanto interpretato come granito milonitico che conserva zone intatte.

Il quarzo è il componente più abbondante; in sezione sottile si presenta in granuli di medie dimensioni allotriomorfi con estinzioni ondulate e rare inclusioni solide di apatite e zirconi. L'ortoclasio è in individui di piccole dimensioni. Il microclino è scarso e con struttura a grata. Il plagioclasio è abbondante, in grandi lamine, cristalli singoli o in frammenti; a volte presenta una leggera alterazione in sericite. Si tratta perlopiù di termini acidi, con meno del 15% di anortite, mentre lo studio dei cristalli zonati mostra che i nuclei sono formati da termini di oligoclasio verso l'albite, mentre i bordi sono di albite. L'unica mica presente è la biotite, in genere scarsa. Tra i minerali accessori vanno citati l'ematite, presente soprattutto come minerale cementante e di riempimento, calcite secondaria, magnetite all'interno di clorite, zirconi ed apatite all'interno del quarzo e molto rara, è l'ilmenite di solito all'interno della clorite.

Porfido quarzifero della Valle Grizzaga

Affioramento studiato da M. Bertolani (1945) che lo rinvenne nel 1944 sulla sponda destra del Torrente Grizzaga, affluente del Tiepido. Il masso fu rinvenuto da contadini del luogo nel letto del corso d'acqua, e successivamente prelevato dal luogo in cui fu rinvenuto e studiato. Non sono poi stati trovati altri campioni di rocce effusive.

La roccia presenta colore rosato, con fine tessitura porfirica. Si possono individuare fenocristalli di quarzo delle dimensioni di 0,3 – 1 cm, e altri più piccoli di feldspati.

Dallo studio delle sezioni sottili si è constatato che la pasta di fondo presenta un aspetto pseudo-granulare formato da quarzo, ortoclasio, plagioclasi, biotite e clorite; come minerali accessori compaiono muscovite, granato, magnetite, ematite, ilmenite, zirconi e limonite.

Il quarzo è abbondante sia come fenocristalli, che conservano in parte la loro forma bipiramidale, sia come componente della pasta di fondo. Quelli di maggiori dimensioni mostrano evidenze di parziale riassorbimento magmatico e sono uniassici, mentre i più piccoli hanno una biassicità anomala. Numerose sono le inclusioni, sia liquide e gassose, sia solide, soprattutto di muscovite. L'ortoclasio si rinviene principalmente in piccoli cristalli geminati tipo Carlsbad e frequenti strutture micropegmatitiche, con prodotti di alterazione argillitica. I plagioclasi son abbondanti, e quasi sempre idiomorfi con frequenti inclusioni mirmechitiche. I nuclei sono spesso seriticizzati. Analizzando le geminazioni tipo albite, in esse sono state riconosciute percentuali di anortite tra 2% – 13%. I termini ricadono pertanto tra l'oligoclasio – albite e albite.

La biotite è scarsa, principalmente alterata in clorite con contemporanea formazione di minerali opachi. La muscovite primaria non è molto abbondante. La magnetite e l'ilmenite si trovano principalmente lungo i bordi e le fratture della clorite. limonite e ematite sono presenti in piccoli granuli o spalmature disperse. Gli zirconi, rari, si trovano inclusi all'interno dei fenocristalli di quarzo. Il granato, in individui di notevoli dimensioni, si presenta pecilitico con inclusi di quarzo.

Per le sue caratteristiche chimico – mineralogiche questo porfido è stato relazionato al Granito del Pescale: entrambi presentano infatti muscovite e granato, la composizione dei plagioclasi è simile e nessuno di essi contiene microclino.

Granito della stazione eneolitica del Pescale

Ciottolo rinvenuto dall'archeologo F. Malavolti all'interno di una capanna preistorica e successivamente studiato da M. Bertolani (1945). La sua provenienza è pertanto incerta, ma le analisi, chimica ed al microscopio, hanno evidenziato le analogie di questo campione con i graniti in precedenza descritti. Macroscopicamente si possono riconoscere cristalli rosei di feldspati, biotite e quarzo. Caratteristica di questo campione è la scarsa coesione dei suoi minerali componenti. La tessitura è granulare ipidiomorfa.

Il quarzo è presente in cristalli di grandi dimensioni ricchi di inclusioni liquide e gassose, raramente solide. Alcuni cristalli mostrano un fenomeno di biassicità anomala. L'ortoclasio è quasi del tutto alterato, per cui appare torbido. Il microclino è abbondante, con evidente struttura a grata; spesso è micropertitico. Anche il plagioclasio è notevolmente alterato, nei suoi termini più freschi l'angolo di estinzione ha permesso di valutare una quantità di anortite compresa tra 5,5% e 11,5%. La clorite è secondaria, e deriva dall'alterazione della biotite. Tra i componenti accessori sono presenti zirconi,

ilmenite e magnetite incluse nella clorite; l'ematite si presenta come riempimento di fratture e vene; la muscovite (sericite) come alterazione dei plagioclasi. Inoltre, raramente, si può trovare fluorite all'interno della clorite come piccoli cristalli incolori.

Le caratteristiche mineralogiche di questa roccia fanno ipotizzare una sua analogia con il granito di Guiglia, soprattutto per la presenza di microclino e l'assenza di muscovite primaria.

Relazioni tra i graniti erratici

Escludendo il granito rinvenuto nella stazione eneolitica del Pescale, di dubbia provenienza, le rocce granitiche precedentemente descritte possono essere suddivise in due distinti gruppi sulla base della presenza o assenza di muscovite primaria e di microclino. Nel primo gruppo, a cui appartengono il Granito del Pescale ed il Porfido quarzifero della Grizzaga, è discriminante la presenza della muscovite e di grandi cristalli di granato, mentre è totalmente assente il microclino; il secondo gruppo, comprendente il Granito di Guiglia (ed il ciottolo della stazione eneolitica), è caratterizzato invece dalla presenza di microclino, mentre è assente la muscovite. Tutti i campioni sono riferibili ad un magma notevolmente acido, come dimostrato anche dal basso tenore di anortite dei plagioclasi, che raramente raggiunge termini oligoclasici.

Questo però potrebbe anche essere frutto di un processo di albitizzazione avvenuto successivamente alla formazione della roccia. Dalle analisi chimiche i campioni mostrano la predominanza di Na_2O tra gli alcali, e bassissime percentuali di MgO.

Rocce di tipo granitico sono state ritrovate in altre località dell'Appennino Settentrionale, ma nessun loro affioramento risulta analogo chimicamente né petrograficamente, ai campioni esaminati. Anche i graniti affioranti all'Isola d'Elba ed in Sardegna non sono correlabili con essi. Un confronto può invece essere fatto con alcuni dei graniti alpini, in particolare sono state riscontrate somiglianze con i graniti occidentali di Baveno, del M. Bianco, con i graniti ed i porfidi del Canavese e con quelli affiorante nella Val d'Ega (Alto Adige).

Il granito di Cà di Micco

L'affioramento è molto piccolo, e all'esame macroscopico è quasi irriconoscibile la sua appartenenza alle rocce granitiche.

Lo studio di campioni al microscopio ha mostrato come all'interno dell'affioramento vi siano tre differenti tipi di rocce: un granito cataclastico, una milonite granitica ed un granito alterato con arricchimento cloritico.

I plagioclasi sono, analogamente a quelli di Casa Castiglione, fortemente albitici, con contenuti in anortite stimati al microscopio mediante la piattaforma di Federoff dello 0%.

Questo granito si differenzia da quello di Casa Castiglione per la presenza, a volte abbondante, di idioblasti di granato spesso fortemente cloritizzati e parzialmente sostituiti da calcite. Tali individui, ancora riconoscibili, anche se fratturati, testimoniano che queste rocce hanno subito processi metamorfici, anche se di questi ultimi non vi sono testimonianze strutturali e tessiturali.

CONFRONTO TRA IL GRANITO DI CASA CASTIGLIONE ED I GRANITI DELL'APPENNINO MODENESE

Dagli studi in bibliografia appaiono subito evidenti le differenze tra il granito di Casa Castiglione ed i graniti erratici ritrovati nell'Appennino modenese.

Nel primo, la presenza contemporanea di muscovite magmatica e di microclino esclude una qualsiasi relazione con i graniti erratici, spesso mineralogicamente differenti, anche se tutti i graniti descritti presentano gli stessi altissimi tenori di albite. Le differenze con i graniti erratici sono imputabili ai fenomeni chimici che hanno interessato queste rocce: infatti il granito di Casa Castiglione presenta forti fenomeni di alterazione che all'interno dei graniti erratici sono più attenuati. Nei graniti erratici non è presente clorite di neoformazione e opale, raramente (solo nel granito di Guiglia) sono presenti carbonati secondari, ed in alcuni di essi vi è granato (granito del Pescale, porfido quarzifero), assente nel granito di Casa Castiglione.

Forse a causa delle loro limitate dimensioni, i graniti erratici sono costituiti da un solo litotipo, manca il granito cataclastico, presente invece nei più estesi affioramenti di Casa Castiglione e Cà di Micco.

Più simili fra loro sono i graniti di Cà di Micco e Casa Castiglione, differenti mineralogicamente solo per la presenza nel primo di granato, non trovato a Casa Castiglione.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO2	74,08	75,36	74,84	69,25	77,31	67,30
TiO2	0,07	tr	0,30	0,09	0,05	0,40
Al2O3	13,66	12,53	10,84	12,31	10,70	19,38
Fe2O3	1,83	2,83	1,98	4,21	0,73	1,36
FeO	0,54	0,84	1,55	0,83	0,58	1,58
MnO	0,00	tr	tr	tr	0,07	0,09
MgO	0,23	0,15	0,15	0,31	2,24	0,32
CaO	1,14	1,28	1,02	1,02	1,31	1,33
Na2O	4,99	4,60	4,28	4,09	3,54	5,30
K2O	3,52	2,30	3,72	2,91	0,35	0,60
Alcali	8,51	6,90	8,00	7,00	3,89	5,90
H2O+	0,92	0,46	0,96	0,98	2,68	2,30
H2O-	0,04	0,06	0,03	0,03	0,13	0,20
CO2	0,00	0,00	0,00	1,78		
tot	100,52	100,46	99,67	100,08	99,69	100,16

Tab. 1: tabella delle composizioni chimiche (in percentuali) dei graniti dell'Appennino Modenese. Dati M. Bertolani (1945), M. Bertolani, S. Capedri (1966).

I dati chimici riportati in tabella 1 riguardano, in ordine, il Porfido Quarzifero della Valle del torrente Grizzaga (I), il Granito del Pescale (II), il ciottolo di granito del Pescale (III), il granito di Guiglia (IV), il granito di Cà di Micco (V), ed il granito di Casa Castiglione (VI).

Dai dati chimici si nota la evidente diversità del granito di Casa Castiglione con gli altri graniti. Le differenze più evidenti sono il più basso tenore in SiO_2, confrontabile solo con il granito di Guiglia; l'altissimo tenore in Al_2O_3, che raggiunge quasi un 20%, mentre negli altri è sempre inferiore al 14%; la bassa quantità di K_2O ed il contenuto di H_2O^+, equiparabile solo con quello del granito di Cà di Micco, dal quale poi si differenzia per i diversi contenuti in Fe, nelle sue due forme, e per i contenuti in MgO e Na_2O.

Questi dati mostrano ancor più chiaramente la differenza tra il granito di Casa Castiglione e gli altri graniti rinvenuti nell'Appennino Modenese. Le sue somiglianze mineralogiche con il granito di Cà di Micco (se si esclude in questo la presenza di granato), e la loro vicinanza topografica, potrebbero far pensare ad una continuità tra i due affioramenti, non sono però supportate dai loro contenuti degli elementi maggiori, che percentualmente risultano molto differenti.

FENOMENI DEFORMATIVI FRAGILI

Il granito di Casa Castiglione si trova inglobato quindi in contatto tettonico con le Argille a Palombini.

Da studi bibliografici è conosciuto che il granito apparteneva all'antico substrato ercinico, ed è stato poi coinvolto nella formazione dell'Appennino. Lo studio delle fabrics della roccia, molto difficoltoso a causa della grande quantità di vegetazione che ricopre l'affioramento, non ha fornito nuovi dati interessanti. Lo studio delle sezioni sottili ha invece portato ad ottenere dati più concreti e informazioni più puntuali.

Alla microscala infatti si notano solamente fratturazioni di tipo fragile, con riempimenti da parte di minerali secondari in precedenza descritti. Solo i fillosilicati, biotite, muscovite, e clorite presentano deformazioni di tipo più duttile. Questo comportamento può essere facilmente spiegato dalla struttura cristallina lamellare di questi minerali che sono deformabili con facilità. I frammenti cataclastici di quarzo e feldspati non mostrano fenomeni duttili, ma solo fragili: infatti, le microinclusioni presenti all'interno dei frammenti dei cristalli di quarzo sono ancora presenti e indeformate.

Poiché le rocce appaiono compatte, e le numerose fratture sono generalmente occluse da minerali secondari, se questi non sono stati asportati per dilavamento, possiamo dedurre che le principali fasi di fratturazione della roccia corrispondano o siano superiori, al numero di differenti riempimenti di minerali secondari presenti nella roccia.

Pertanto, dopo un'iniziale tettonizzazione, che oggi è localizzata nella parte sommitale dell'affioramento, si sono verificati eventi dinamici fragili che hanno portato alla formazione nelle fratture di clorite; successivamente un ulteriore fase di fratturazione fragile ha portato alla deposizione di carbonati nelle soluzioni di continuità formatisi.

Infine, le azioni tettoniche più recenti hanno creato nella roccia quelle discontinuità ora visibili non cementate.

BIBLIOGRAFIA.

- Bertolani M., Capedri S.. 1966. Le ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia. Atti della società dei naturalisti e matematici di Modena, Vol. 97. pg 121 – 168.
- Bertolani M.. 1945. Contributo alla conoscenza della formazione ofiolitica appenninica: graniti erratici dell'Appennino Modenese. Atti della società dei naturalisti e matematici di Modena, Vol. 76. pg 23 – 39.
- Bonatti S., 1933. Studio petrografico dei graniti della formazione ofiolitica appenninica. Bollettino del R. Ufficio geologico d'Italia, Vol 58, n 7. 1933. pg 12 – 60.
- Bosellini A., 2005. Storia geologica d'Italia. Gli ultimi 200 milioni di anni. Ed.Zanichelli, 2005.
- Gasperi G., 1995. Geologia regionale. Ed.Pitagora.
- Ghezzo C., Orsini J.B., 1982. Lineamenti strutturali e composizionali del batolite ercinico sardo-corso in Sardegna. Guida alla geologia del paleozoico Sardo. Guide Geol. Reg. - Soc. Geol. It..
- Hieke Merlin O., Paglionico A., Salvemini A., 1973. Granodioriti e graniti a megacristalli di k-feldspatispato della zona di Monte Pecoraro (Le Serre, Calabria). Periodico di mineralogia, vol.42, pp.621-650.)
- Cartografia geologica consultata in http://www.apat.gov.it/Media/carg/index.html. Foglio 1:50.000 n°236 - Pavullo nel Frignano.
- Immagini da satellite scaricate dal sito www.google.com/maps.