

DARIO ZAMPIERI

Elementi di geologia

estratto da

Montello

A CURA DI BENEDETTA CASTIGLIONI

3KCL

Karstic Cultural Landscapes

Architecture of a unique relationship people/territory

Museo di Storia Naturale e Archeologia
Montebelluna

2005

ELEMENTI DI GEOLOGIA

DARIO ZAMPIERI

ETÀ DEL CONGLOMERATO DEL MONTELLO

Il rilievo del Montello è una brachianticlinale (piega anticlinale che tende a chiudersi lateralmente) costituita da rocce appartenenti all'unità stratigrafica del Conglomerato del Montello. L'età di questa formazione è stata oggetto di rettifiche e tuttora presenta aspetti in discussione per quanto riguarda la porzione più elevata. Inizialmente è stata attribuita al Quaternario (Sacco, 1899; Stefanini, 1915), quindi al Pontico (corrispondente al Messiniano, piano col quale a termina il Miocene, circa 5.3 milioni di anni fa) in base al ritrovamento di gasteropodi continentali (elicidi) (DAL PIAZ, 1942).

Il Conglomerato del Montello fa parte della Molassa miocenica delle Alpi Meridionali, cioè del complesso sistema di depositi sedimentari inizialmente marini e alla fine continentali accumulati nel bacino di avanfossa prospiciente la catena in via smantellamento erosivo conseguente al sollevamento. Il riempimento di questo bacino mostra una architettura deposizionale con spessori massimi a ridosso della catena (fino 4 km nel bacino bellunese, incorporato nella catena), e via via in diminuzione verso l'avampese, cioè verso sud (MASSARI *et al.*, 1986). L'incremento erosivo conseguente al forte sollevamento del fronte sudalpino verificatosi nel Messiniano ha colmato di sedimenti clastici grossolani il bacino pedealpino della molassa, di modo che l'ambiente di deposizione mostra una netta tendenza alla regressione (*shallowing upward*) testimoniata da ambienti finali di tipo continentale.

Verso la fine del Messiniano, un forte abbassamento eustatico del livello marino ha prodotto un evento erosivo subaereo che ha intaccato i depositi clastici appena formati, ridistribuendo le ghiaie di origine sudalpina fino al Polesine (Fantoni *et al.*, 2002). Tale evento ha inciso profondi solchi vallivi entro i quali la trasgressione pliocenica è risalita deponendo sedimenti marini, successivamente ricoperti da depositi continentali. Questi rapporti sono visibili unicamente alla cava di Cornuda, a NO

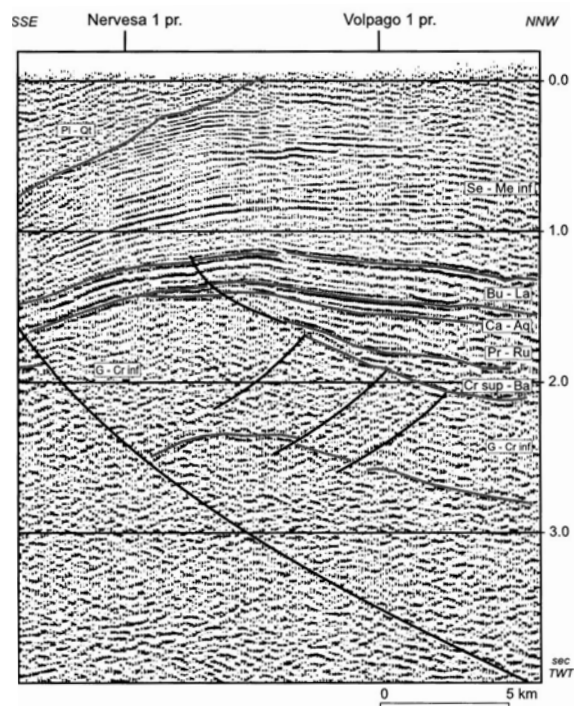


Fig. 1 - Interpretazione di profilo sismico che mette in evidenza la struttura dell'anticlinale del Montello (da FANTONI *et al.* 2002). Pl-Qt: Pliocene-Quaternario; Se-Me: Serravalliano-Messiniano inferiore; Bu-La: Burdigaliano-Langhiano; Ca-Aq: Cattiano-Aquitano; Pr-Ru: Priaboniano- Rupeliano; Crsup- Ba: Cretacico superiore-Bartoniano; G-Crinf: Giurassico-Cretacico inferiore. Si nota la discordanza che affiora in corrispondenza delle colline di Conegliano. Le stratigrafie dei pozzi Nervesa 1 e Volpago 1 sono proiettate sulla sezione. Da questa ricostruzione sembra che parte del colle del Montello sia costituito dai depositi conglomeratici di età tardopliocenica-pleistocenica soprastanti la discordanza.

*Seismic profile interpretation showing the structure of the Montello anticline. (after FANTONI *et al.* 2002). Pl-Qt: Pliocene-Quaternary; Se-Me: Serravallian-Lower Messinian; Bu-La: Burdigalian-Langhian; Ca-Aq: Chattian-Aquitano; Pr-Ru: Priabonian- Rupelian; Crsup- Ba: Upper Cretaceous-Bartonian; G-Crinf: Jurassic-Lower Cretaceous. Note the unconformity cropping out on the Conegliano hills. The stratigraphy of the Nervesa 1 and Volpago 1 wells has been projected on the section. This reconstruction suggests that part of the Montello hill is made up of Late Pliocene-Pleistocene conglomerates lying on such unconformity.*

del Montello, dove peliti di età pliocenica inferiore-media (ACCORDI & SELMI, 1951) fortemente inclinate verso sud, come i conglomerati sottostanti, poggiano su una superficie erosiva incisa nei medesimi (MASSARI *et al.*, 1976). Nelle sezioni sismiche dell'alta pianura veneta è visibile una discontinuità tracciabile fino ai bordi dei rilievi collinari

(Fig. 1), sulla quale poggiano depositi conglomeratici ritenuti da Fantoni *et al.* (2002) di età pleistocenica (o tardopliocenico-pleistocenica). Non è dato sapere se questa discontinuità corrisponda alla superficie erosiva sopra menzionata (nel qual caso localmente essa potrebbe essere ricoperta da depositi del Pliocene inferiore) o piuttosto se si tratti di

LE ROCCE TERRIGENE: CONGLOMERATI, ARENARIE, SILTITI, ARGILLITI

Tra le rocce sedimentarie, prodotte dal costipamento e dalla cementazione (diagenesi) di un sedimento sciolto, quelle costituite da particelle (clasti) derivate dalla disgregazione e frammentazione di rocce preesistenti vengono chiamate terrigene. Nelle rocce terrigene si possono quindi ritrovare in teoria tutti i componenti mineralogici delle rocce che affiorano nell'area di provenienza, cioè nel bacino idrografico del corso d'acqua responsabile del deposito di un sedimento granulare. In pratica, non tutti i minerali delle rocce si conservano durante i processi di erosione e trasporto: alcuni si disgregano facilmente, mentre altri si trasformano chimicamente (alterazione). Come conseguenza, i minerali abbondanti nelle rocce terrigene appartengono a pochi gruppi, solitamente quarzo (selce), zircone, mica muscovite. Tuttavia un clima arido e freddo, un rilievo accentuato e un tempo breve di deposito possono contribuire alla conservazione di minerali poco stabili, come la calcite.

La classificazione tradizionale di una roccia terrigena è basata sulla granulometria, cioè sulle dimensioni dei granuli. Col termine "conglomerato" si indica una roccia a grana grossa, derivante dalla cementazione di un sedimento sciolto ghiaioso (dimensioni dei granuli > di 2 mm). Col termine "arenaria" si indica invece una roccia a grana media derivante dall'indurimento di una sabbia (dimensioni dei granuli comprese tra 2 mm e 1/16 mm). Col termine "siltite" si indica invece una roccia derivante dall'indurimento di un materiale a grana fine (dimensioni dei granuli comprese tra 1/16 mm e 1/256 mm). Col termine "argillite" si indica una roccia derivante dall'indurimento di un sedimento sciolto a grana finissima, cioè di un'argilla (dimensioni dei granuli <1/256 mm).

Dimensioni dei granuli (mm)	Sedimento sciolto	Roccia
> 2	Ghiaia	Conglomerato
> 0.06 (1/16) - < 2	Sabbia	Arenaria
> 0.0039 (1/256) - < 0.06 (1/16)	Silt	Siltite
< 0.0039 (1/256)	Argilla	Argillite



Dall'analisi della forma si possono trarre indicazioni sugli agenti di trasporto che hanno provocato il modellamento dei granuli. Poiché essa dipende dalla natura della roccia da cui il granulo deriva, ma anche dalla tendenza della roccia a suddividersi secondo piani paralleli (fissilità), oltre che dalle dimensioni, è necessario confrontare granuli della stessa natura e con le stesse dimensioni.

Un conglomerato è dunque una ghiaia cementata, tenuta insieme da un cemento che di solito è calcite spatica (cristallina) o micritica (microcristallina), precipitata da una soluzione acquosa circolante negli spazi vuoti tra i ciottoli a contatto reciproco. Oltre al cemento, negli spazi intragranulari vi può essere una percentuale di matrice sabbiosa o siltitica. Se i clasti di una roccia granulare a grana grossa non sono arrotondati ma spigolosi, questa prende il nome di breccia. Gli elementi di una breccia non hanno dunque subito un trasporto significativo, che ne avrebbe altrimenti arrotondato gli spigoli trasformandoli in ciottoli.

Avendo una grana grossa, in generale le ghiaie hanno subito un trasporto limitato da parte delle acque di fiumi. I tipici ambienti di deposizione delle ghiaie sono i conoidi alluvionali e le fasce pedemontane delle pianure. La prevalenza di ciottoli di rocce carbonatiche in un conglomerato indicano la grande diffusione di tali rocce nei bacini fluviali di provenienza congiunta alla rapidità di trasporto e deposizione. Infatti i carbonati (calcite, dolomite) sono tra i minerali soggetti a dissoluzione chimica.

L'ambiente di formazione delle arenarie mostra un maggior varietà rispetto a quello dei conglomerati. Nei climi temperati e in ambiente continentale le sabbie, da cui derivano le arenarie, si depositano prevalentemente nell'unguina dei conoidi alluvionali o nelle anse fluviali, cioè dove la capacità del trasporto solido diminuisce insieme con la velocità della corrente d'acqua. La classificazione delle arenarie si presenta complessa, in quanto basata su vari criteri: composizione, tessitura, provenienza, clima, strutture sedimentarie, alterazione diagenetica, ecc.

L'ambiente di formazione delle rocce terrigene più fini come siltiti e argilliti è ancora più vario. In generale, i fanghi che danno luogo a queste rocce si depongono in acque calme, che in ambiente continentale possono essere quelle di bacini lacustri.

una discordanza angolare più recente di natura tettonica. Infatti nella zona pedemontana esistono vari indizi di una fase deformativa medio-pleiocenica. Questa seconda ipotesi troverebbe supporto nell'età presumibilmente tardopliocenica-pleistocenica dei depositi che ricoprono la discontinuità stessa. È possibile inoltre che questa discontinuità sia presente anche nella fascia più bassa del versante meridionale del colle del Montello, dove sarebbe ricoperta da depositi più recenti rispetto ai conglomerati che costituiscono il colle vero e proprio. In tal caso anche questi depositi sarebbero stati basculati verso sud in seguito al processo di crescita dell'anticlinale tuttora attivo.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE, COMPOSIZIONE E CICLICITÀ DEL CONGLOMERATO DEL MONTELLO

Sul colle del Montello gli affioramenti rocciosi sono piuttosto scarsi per la presenza di una coltre di depositi glaciali e di suoli talora ferrettizzati descritti da vari autori (STELLA, 1902; TONIOLO, 1907; DAL PIAZ, 1942, COMEL, 1955). Inoltre, le quote modeste (culmine a 369 m) e la struttura di blanda brachianticlinale non favoriscono l'esposizione delle testate degli strati. La formazione del Conglomerato del Montello, che ha uno spessore massimo di 1800 m, è stata pertanto studiata dove essa presenta una giacitura inclinata con esposizione delle testate degli strati lungo i versanti. Tali condizioni si realizzano nella fascia pedemontana compresa tra Vittorio Veneto e Bassano, che costituisce il fianco meridionale della flessura raccordante le Prealpi con la pianura. Qui gli strati sono immergenti verso sud con inclinazioni variabili. Il Colle del Montello rappresenta l'emersione più meridionale dell'unità conglomeratica e, data la sua struttura anticlinalica, ne rappresenta la parte più recente. La descrizione sedimentologica seguente è un'estrema sintesi tratta dai numerosi studi condotti da Massari (1975, 1983) e Massari *et al.* (1974, 1976, 1993) e a rigore non riguarda esattamente il Montello, ma qui vi sono sicuramente rappresentate le facies continentali di cono alluvionale e lacustri della successione messiniana.

Tutta la formazione presenta una marcata organizzazione in cicli, con una generale tendenza all'ispessimento degli strati e all'aumento delle dimensioni dei clasti verso l'alto (*thickening and coarsening upward*), che indicano una generale tendenza

alla regressione (MASSARI *et al.*, 1993). Sono state riconosciute tre associazioni di facies: 1) depositi conglomeratici di cono alluvionale, 2) sequenze di canale, 3) depositi fini di ambiente lacustre.

Depositi di cono alluvionale

La prima facies può essere divisa in tre associazioni: a) un'associazione di letti conglomeratici a supporto clastico con spessori fino a 3 m, base planare, clasti con dimensioni fino a 40 cm di diametro, presenza di clasti di conglomerato (cannibalismo), assenza di orientazione preferenziale dei clasti; b) intercalata alla prima è presente un'associazione di letti a stratificazione orizzontale con spessore fino a 180 cm, composti da ciottoli con una certa selezione granulometrica e disposizione ordinata; la stratificazione è talora marcata da lenti di arenarie. L'embricazione dei ciottoli mostra direzioni delle paleocorrenti radiali alla scala regionale (MASSARI *et al.*, 1974); c) associazione di conglomerati a grana fine con stratificazione incrociata, arenarie e lenti di argille.

Complessivamente le tre associazioni descritte rappresentano depositi prodotti nelle porzioni rispettivamente prossimale, mediana e distale di conoidi alluvionali, con tendenza alla diminuzione della granulometria dei clasti allontanandosi dall'apice dei coni.

Sequenze di canale

La seconda facies è rappresentata da sequenze canalizzate di conglomerati a stratificazione incrociata con spessori fino a 4,5 m e base erosiva. I clasti sono embricati con direzioni variabili rispetto alla direzione di flusso. La base delle sequenze è talora erosiva su un substrato argilloso, mentre la parte superiore è grossolana, talora incisa da ampi canali riempiti di arenarie. L'ambiente di deposizione era quello di un sistema fluviale con un regime perenne, grande capacità di trasporto solido e frequenti avulsioni.

Depositi di ambiente lacustre

La terza facies è rappresentata da depositi fini con intervalli di spessore fino a parecchie decine di metri alternate a conglomerati. La persistenza laterale è notevole e tende a rastremarsi in corrispondenza di corpi di cono alluvionale. Si hanno associazioni di argille più o meno siltose massive

contenenti conchiglie di molluschi terrestri o di acqua dolce, alternanze finemente laminate di argille e siltiti variamente colorate in funzione del contenuto di sostanza organica, areniti fini e siltiti laminate con convoluzioni intercalate ad argille, con resti di piante fossili ben conservate sulle superfici delle lamine, infine bande di argille grigie e nere passanti a veri e propri letti di lignite. La grande estensione dei depositi, l'assenza di strutture di disseccamento, la rarità di radici suggerisce che l'ambiente fosse quello di un ampio sistema lacustre di bassa profondità, in cui il materiale fine si depositava da sospensione. Il passaggio brusco a conglomerati di cono alluvionale si deve a rapidi abbassamenti della superficie del lago.

Lo studio della composizione dei conglomerati ha mostrato che nelle aree sorgenti dei clasti affioravano prevalentemente calcari e dolomie mesozoici (generalmente oltre l'80%), accompagnati da arenarie e filladi del basamento metamorfico. Verso l'alto e verso ovest vi è un significativo aumento dei clasti di quarzo metamorfico e di rioliti permiane, nonché la comparsa di graniti ercinici provenienti da Cima d'Asta, che indicano il progressivo approfondimento del livello di erosione delle aree sorgenti (MASSARI *et al.*, 1974).

La distribuzione spaziale delle facies sopra descritte mostra che le facies di canale sono confinate nel settore più orientale di affioramento del Conglomerato del Montello (zona di Vittorio Veneto) e soprattutto nella parte inferiore della successione continentale. La parte rimanente è rappresentata da alternanze più o meno regolari di depositi lacustri e conoidi alluvionali. Sono stati riconosciuti una sessantina di cicli a piccola scala, interpretati come il prodotto di fluttuazioni climatiche che controllavano la predominanza della disgregazione chimica o di quella fisica sulle rocce dei bacini di alimentazione, nonché l'apporto idrico e detritico nel bacino di sedimentazione. L'espansione o la riduzione della superficie del lago, specialmente se questo era chiuso, possono essere state controllate dalle variazioni climatiche, portando alla ciclica ripetizione di conglomerati di cono alluvionale ed argille lacustri. A grande scala sono stati invece riconosciuti quattro megasequenze, separate da disconformità sia di tipo discordanza angolare, sia di tipo paraconformità (cioè discordanze geometricamente concordanti con la successione sedimentaria che le contiene). La loro origine può essere spiegata con due ipotesi alternative: 1) pulsazioni tettoniche nel solleva-

mento dell'anticlinale della catena associata a una rampa frontale del sovrascorrimento di Bassano, che avrebbero provocato sia subsidenza nel bacino di avampaese che basculamento degli strati appena depositi, 2) interazione tra attività tettonica relativamente continua e oscillazioni climatiche.

DEFORMAZIONE ATTIVA E CRESCITA DELL'ANTICLINALE DEL MONTELLO

La struttura del colle del Montello corrisponde ad una anticlinale molto aperta con piano assiale subverticale orientato ENE-OSO, riconosciuta in affioramento da lungo tempo (SACCO, 1899; PENCK & BRÜCKNER, 1909; DAL PIAZ, 1942; MARTINIS, 1955) e recentemente evidenziata nella sua parte profonda con tecniche di sismica a riflessione durante la realizzazione del profilo TRANSALP (Fig. 2), che si estende da Monaco a Treviso (CASTELLARIN *et al.*, 2002, BERTELLI *et al.*, 2002). In affioramento i fianchi della piega sono messi in evidenza dalla variazione della giacitura dei banchi conglomeratici visibile percorrendo la stretta da Nervesa a Falzé, dove da strati inizialmente inclinati di circa 10° verso sud si passa all'orizzontalità e quindi a una inclinazione di circa 10° verso N. Una visione d'insieme delle giaciture del rilievo collinare tra Montebelluna e Susegana mostra che verso l'estremità occidentale le immersioni sono verso OSO, mentre verso l'estremità orientale sono verso ENE (MARTINIS, 1955). La struttura superficiale del Montello può quindi meglio definirsi una brachianticlinale, cioè una piega anticlinale che tende a chiudersi lateralmente.

La piega è il riflesso superficiale di una deformazione tuttora attiva prodotta dal movimento di una faglia inversa (oppure della rampa di un sovrascorrimento) immergente a NNO, che rappresenta la faglia più esterna della catena sudalpina orientale, se si esclude una struttura evidenziata dalle sezioni sismiche in alto Adriatico. La faglia del Montello, riportata nella letteratura anche col nome di faglia di Aviano (e.g. MASSARI *et al.* 1986), viene rappresentata nelle carte geologiche come un faglia cieca, che non raggiunge cioè la superficie, arrestandosi verso l'alto entro i depositi alluvionali quaternari della pianura. Tale carattere è confermato anche dalle sezioni sismiche, dove è evidenziata anche la presenza di faglie antitetliche coniugate, cioè con immersione a SSE, associate alla faglia del Montello. La principale di queste antitetliche emerge al piede del

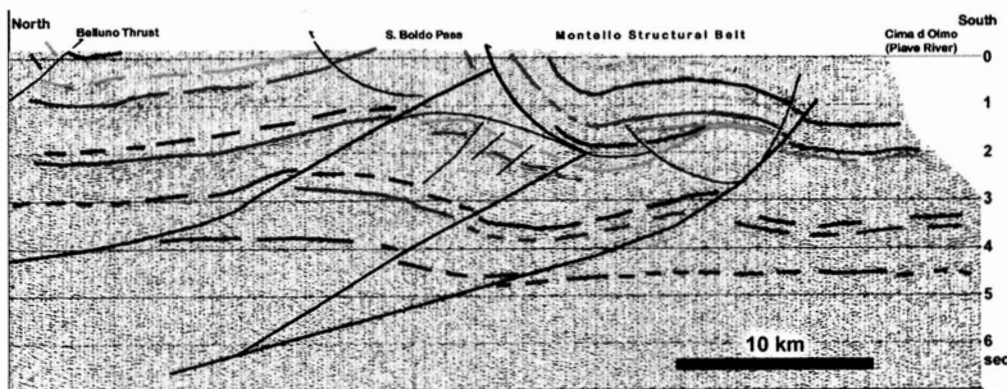


Fig. 2 - Interpretazione strutturale del tratto meridionale del profilo TRANSALP (da BERTELLI *et al.* 2002), in cui si evidenzia lo stile a pieghe e sovrascorrimenti della catena delle Alpi Meridionali. I principali sovrascorrimenti sono vergenti a sud. Da nord si riconoscono i sovrascorrimenti di Belluno, di Bassano (sottostante il Passo di S. Boldo) e del Montello. Il colle del Montello risulta essere la culminazione di una piega anticlinale compresa tra due faglie inverse antitetiche convergenti verso il basso. *Structural interpretation of the southern end of the TRANSALP profile (after BERTELLI *et al.* 2002), showing the fold and thrust style of the Southern Alps. The main thrusts are south-vergent. From the north, the Belluno, Bassano (beneath the Passo S. Boldo) and Montello thrusts are recognizable. The Montello hill is the culmination of an anticline bounded by two antithetic downward converging reverse faults.*

versante del Col Cesen tra il lago di Revine e Onigo. In sezione N-S il colle del Montello appare quindi delimitato da faglie inverse coniugate convergenti verso il basso secondo una tipica struttura di *pop-up*, o cuneo espulso verso l'alto (Fig. 2).

Il Montello si colloca al centro del fronte Prealpino delle Alpi Meridionali orientali, esteso tra Gemona e Schio. Questa fascia presenta un elevato grado di sismicità, uno dei più alti nell'ambito delle Alpi, in quanto il raccorciamento dei sovrascorrimenti frontali della catena assorbe gran parte del movimento di convergenza tra Europa e il margine settentrionale di Adria, collegato verso sud all'Africa. La successione di terremoti distruttivi del Friuli del 1976 rappresenta l'episodio recente più importante, la cui soluzione dei meccanismi focali mostra il carattere compressivo della faglia sorgente. Per quanto riguarda il Montello, la sismicità storica ricostruita dalla lettura dei rapporti sui danni mostra due serie di eventi, nel 1268 e nel 1857-60 (BARATTA, 1901; BOSCHI *et al.*, 1995) che possono essere attribuiti alla faglia del Montello. Con maggior incertezza, anche il terremoto avvenuto nel 778 può essere associato alla stessa struttura. Dunque negli ultimi 2000 anni la faglia sottostante l'anticlinale del Montello sembra essersi mossa almeno tre volte. La storia della crescita dell'anticlinale può essere ricostruita mediante l'esame del gruppo di terrazzi fluviali sollevati a diverse quote, particolarmente evidenti nel settore occidentale. Sul lato orientale della valle di Biadene (imposta in un graben orientato NO-SE secondo Ven-

zo, 1977) sono presenti sette terrazzi con un incremento della degradazione carsica verso l'alto, che mostra un aumento dell'età con la quota. Sul lato occidentale della valle si riconosce invece solo un terrazzo. Essi sono stati prodotti dal paleo-Piave, prima del suo spostamento verso est. Secondo Benedetti *et al.* (2000), l'abbandono della valle di Biadene si realizzò tra 14.000 e 8.000 anni fa, alla fine dell'ultimo massimo glaciale (LGM), quando il riscaldamento climatico provocò la rapida fusione dei ghiacci e un imponente trasporto solido da parte del Piave (aggradazione), in grado di formare uno sbarramento al deflusso delle acque. Per analogia, anche i terrazzi più antichi secondo questi autori sarebbero dovuti ad aggradazione per riscaldamento climatico corrispondente a periodi tardoglaciali o interstadiali, correlabili a oscillazioni eustatiche. Benedetti *et al.* (2000) hanno calcolato un tasso costante di scorrimento della faglia del Montello di 1.8-2 mm per anno, con effetto la crescita verticale e laterale dell'anticlinale per almeno 300.000 anni, che avrebbe progressivamente spostato verso ovest il corso del Piave, prima della sua brusca deviazione verso est-nordest. Il sollevamento in corso del Montello è supportato anche dal riconoscimento di scarpate parallele alle strutture tettoniche (ENE-OSO) nei megaconoidi di Montebelluna (tardo-pleistocenico, formato dal paleo-Piave) e di Nervesa (tardo-pleistocenico-olocenico, formato dal Piave attuale) che circondano verso sud il colle con apici situati rispettivamente a ovest e ad est (MOZZI, 2005).

REFERENZE BIBLIOGRAFICHE

- ACCORDI B., SELMI M. (1951) – Micropaleontologia del giacimento pliocenico di Cornuda (Treviso). *Ann. Univ. Ferrara*, sez.9, 1: 69-104.
- BARATTA M. (1901) – I Terremoti d'Italia. Arnaldo Forni, Roma.
- BERTELLI L., CANTELLI L., CASTELLARIN A., FANTONI R., MOSCONI A., SELLA M., SELLI L. (2002) – Upper crustal style, shortening and deformation age in the Alps along the southern sector of the TRANSALP Profile. *Mem. Sci Geol.*, 54: 123-126.
- BENEDETTI L., TAPPONNIER P., KING G.C.P., MEYER B., MANIGHETTI I. (2000) - Growth folding and active thrusting in the Montello region, Veneto, northern Italy. *J. Geophys. Res.* 105: 739-766.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G., VALENSISE G. (1995) – Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980. *Ist. Naz. di Geofis.*, Roma.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., FANTONI R., VAI G.B., NICOLICH R., TRANSALP Working Group, 2002. Lower crustal style and models along the southern sector of the Transalp Profile. *Memorie di Scienze Geologiche*, 54, 245-248.
- COMEL A. (1955) – I terreni dell'alta pianura trevigiana compresi nel foglio "Conegliano". *Ann. Staz. Chim. Agr. Sperim. di Udine*, ser. 3, 8, Udine.
- DAL PIAZ G. (1942) – L'età del Montello. *Pontificia Acc. Scientiarum*, VI (8): 475-494.
- FANTONI R., CATELLANI D., MERLINI S., ROGLEDI S., VENTURINI S. (2002) – La registrazione degli eventi deformativi cenozoici nell'avampaese Veneto-Friulano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 57: 301-313.
- MARTINIS B. (1955) – Osservazioni sull'anticlinale pontica del Montello e rilievo geologico dei colli di Conegliano (Treviso). *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 18: 16 pp.
- MASSARI F. (1975) – Sedimentazione ciclica e stratigrafia del Tortoniano superiore – Messiniano tra Bassano e Vittorio Veneto. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 31: 57 pp.
- MASSARI F. (1983) – Tabular cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates, Southern Alps, Italy. In: Collinson J.D., Lewin J. (Eds) *Modern and Ancient Fluvial systems*, *Int. Ass. Sediment. Spec. Publ.* 6, Blackwell Scient. Publ., Oxford: 287-300.
- MASSARI F., ROSSO A., RADICCHIO E. (1974) – Paleocorrenti e composizione dei conglomerati tortoniano-messiniani compresi fra Bassano e Vittorio Veneto. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, 31: 22 pp.
- MASSARI F., IACCARINO S., MEDIZZA F. (1976) – Depositional cycles in the Tortonian-Messinian of the Southern Alps (Italy): transition from fan-delta to alluvial fan sedimentation. In *CNR Programma Geodinamica e UNESCO-IUGS Int. Geol. Correl. Progr.*, Project n.96 – Messinian Correlation, *Messinian Seminar N. 2*, Gargnano, 1976, *Field-trip Guidebook*, 17-37.
- MASSARI F., GRANDESSO P., STEFANI C., JOBSTRAIBIZER, P.G. (1986) - A small polyhistory foreland basin evolving in a context of oblique convergence: the Venetian basin (Chattian to recent, Southern Alps, Italy). In: ALLEN, P.A. & HOMEWOOD, P. (eds), *Foreland Basins*, *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 8, 141-168.
- MASSARI F., MELLERE D., DOGLIONI C. (1993) - Cyclicity in non-marine foreland-basin sedimentary fill: the Messinian conglomerate-bearing succession of the Venetian Alps (Italy). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 17: 501-520.

- MOZZI P. (2005) – Alluvial plain formation during the late Quaternary between the southern Alpine margin and the lagoon of Venice (northern Italy). *Suppl. Geogr. Fis. Quat.*, 7:
- PENCK A., BRÜCKNER E. (1909) – Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. III.
- SACCO F. (1899) – Gli anfiteatri morenici del Veneto. *Ann. R. Acc. Agricoltura di Torino*, XLI: 63 pp.
- STEFANINI G. (1915) – Il Neogene Veneto. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 3: 340-662.
- STELLA A. (1902) – Descrizione geognostico-agraria del colle del Montello (Provincia di Treviso). *Mem. Descrittive della Carta geologica d'Italia*, 11: 1-82.
- TONIOLO A.R. (1907) – Il Colle del Montello. *Memorie Geografiche di G. Dainelli*, v. 1 (3): 257-393.
- VENZO S. (1977) - I depositi quaternari e del Neogene superiore nella bassa Valle del Piave da Quero al Montello e del Paleopiave nella valle del Soligo. *Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova*, 30: 1-64.

LONG ABSTRACT

GEOLOGICAL SETTING

The Montello hill is an uplifting anticline structure located in the front of the Neogene-Quaternary Venetian Alps chain. It's made of Messinian (ca 6.5-5.3 Ma) rocks deposited in a transitional marine to continental environment. These are conglomerates and sandstones with calcite cement alternating with mudstones (Montello Conglomerate). The Montello Conglomerate belongs to the South-Alpine Molasse deposited in a foredeep which development started from the Serravallian onward. The maximum thickness of the Messinian unit is 1800 m and the depositional coarsening and shallowing upward trend points to a rapid filling of the foredeep. The clast composition of the conglomeratic levels is mainly carbonatic (Mesozoic limestones and dolomites) but older magmatic and metamorphic pebbles testifying the erosion level of the northern source areas are also

present. The lowermost Messinian deposits are represented by a number of cycles consisting of shallow-marine to brackish-water mudstones and sandstones, associated with fluvial/alluvial-fan conglomerates and sandstones. These deposits represent the last record of a marine influence. The continental succession mainly consists of an alternation of lacustrine deposits and alluvial-fan conglomerates. Major fan bodies entered from the north in a lacustrine basin probably hydrologically closed, i.e. without waters outflowing into the Mediterranean. Four megasequences were recognized at a regional scale. They may be explained as cyclic pulsating tectonic episodes or interaction of relatively continuous deformation with climatically modulated cyclical changes in the regional base level. Recent investigations by means of seismic profiling (TRANSALP) show that the Montello

anticline lies over a ramp of a south-vergent blind thrust (Montello thrust), which is the frontal thrust of the Venetian belt. The back limb of the fold is deformed by an antithetic reverse fault (Montello backthrust) cropping out on the south slope of the Col Cesen. Therefore, the overall geometry of the Montello structure is that of a pop-up.

The Montello hill is located at the mid point between the Schio and Gemona lateral tips of the eastern South Alpine belt front, which shortening absorbs part of the convergence between Africa and Europe. The 1976 destructive earthquakes of the Friuli are the last prominent episode of such fault activity. Although the Montello thrust exhibits little evidence of Quaternary activity (778?, 1268, 1857-60 A.D.), the history of its folding and uplift may be unravelled by the analysis of the seven Quaternary terraces mainly developed on the eastern side of the Biadene valley through the erosion of the palaeoPiave. The present-day Piave river flows eastward along the north side of the hill. Instead of the anticline growth, responsible for the westward shift of the river course recorded by the westward younging set of terraces, the eastward river deviation has been ascribed to the glacial history of the region.