

## BREVI NOTE SULLA GEOMORFOLOGIA DELLA VAL LEOGRA

### 1. Premessa.

L'aspetto visibile di ogni porzione di territorio è il risultato del rincorrersi senza tregua, con alterne vittorie, di un architetto e di uno scultore. Ogni aspetto del paesaggio è il frutto di una lunga storia geologica comprendente la genesi delle rocce, la loro deformazione per effetto delle forze tettoniche e il loro parziale smantellamento ad opera degli agenti erosivi: quello che noi comunemente consideriamo la parte naturale, fisica, del paesaggio, deriva dall'azione combinata delle forze endogene ed esogene.

Non necessariamente questi eventi sono consecutivi e separati nello spazio e nel tempo, ma spesso avvengono contemporaneamente o si alternano con ciclicità. L'erosione delle rocce formatesi nel mare inizia non appena queste vengono esposte agli agenti atmosferici: nello stesso istante in cui le spinte tettoniche ne provocano l'emersione, le morfologie prodotte dall'erosione iniziano a sovrapporsi a quelle deformative, in funzione delle caratteristiche dei sedimenti. Contemporaneamente, i materiali erosi vanno a depositarsi in un altro luogo, dando origine a forme di accumulo.

I fossili, per i quali vanno famose le nostre montagne, mostrano chiaramente che quasi tutte le rocce che oggi affiorano nelle Prealpi si sono formate in fondali marini più o meno profondi; prossimi alla costa, questi fondali venivano periodicamente coinvolti in sollevamenti e sprofondamenti, mentre lo stesso livello marino era soggetto a variazioni lievi o imponenti. Pacchi di strati corrispondenti a interi periodi geologici furono asportati dall'erosione già nelle ere geologiche passate, fino a scomparire del tutto. Alla fine, l'intera compagine rocciosa venne coinvolta nell'orogenesi alpina che, deformandola, ne provocò la definitiva emersione e diede la stura al suo inesorabile smantellamento erosivo.

Se si eccettuano eventi improvvisi e catastrofici, come possono essere una grande frana o un'eruzione vulcanica, i fenomeni geomorfologici sono normalmente molto lenti. Sono lenti sia il sollevamento delle

montagne che l'erosione normale dovuta agli agenti atmosferici. Questa stessa lentezza fa sì che l'efficacia di entrambe le azioni, tanto di quelle costruttive quanto di quelle distruttive, sia proporzionale al tempo: maggiore è l'entità del sollevamento, maggiore l'azione distruttiva dell'erosione. L'acrocoro del Pasubio, sollevato di svariati chilometri rispetto alla primitiva giacitura delle rocce, è stato smantellato più profondamente delle colline del Castello di Schio, che sono emerse dal mare molto più tardi e che sono state innalzate solo di poche centinaia di metri rispetto alla spiaggia sabbiosa, nella quale si sono deposte le rocce arenacee che le formano. Se nel primo caso l'entità dell'asportazione erosiva è dell'ordine dei chilometri, al Castello si conservano ancora le molasse depositate "un istante" prima dell'emersione definitiva.

Dopo queste annotazioni in merito ad aspetti non sempre del tutto intuitivi, occorre delimitare il campo del presente contributo. La geomorfologia, disciplina collocata a metà strada tra la geografia fisica e la geologia, ha per oggetto di studio le forme visibili del rilievo terrestre <sup>(1)</sup>, tradizionalmente suddivise in:

- a. forme strutturali, legate alle caratteristiche fisico - chimiche delle rocce affioranti e alle loro condizioni di giacitura;
- b. forme di accumulo, originate dall'accumulo di materiali (ad esempio, le conoidi allo sbocco dei torrenti, le frane, le colate laviche);
- c. forme di erosione (originate dall'asportazione di parte del substrato: esempi tipici sono le valli fluviali e le grotte).

I fattori strutturali, in rilievi giovani come le Prealpi, sono fondamentali nel determinare i lineamenti morfologici a tutte le scale. Dalla dislocazione delle masse rocciose deriva la fisionomia complessiva del territorio, mentre la resistenza all'erosione dei singoli tipi rocciosi è la principale responsabile dei dettagli. Ogni roccia è dotata di una propria caratteristica erodibilità, sia per quanto riguarda la resistenza *tout court* che nel modo in cui l'erosione agisce di preferenza: ad esempio, i calcari scagliosi del Cretacico che affiorano alla base delle colline tra Schio e Malo sono particolarmente sensibili all'azione termoclastica, mentre la Dolomia Principale che forma le pareti del Pasubio e del Sengio Alto è facilmente disgregata dai cicli di gelo e disgelo; il basalto è soggetto all'alterazione chimica, mentre i Calcari Grigi e le Calcarenitì di Castelgomberto sono facile preda del carsismo. Le rocce più facilmente aggredite danno origine a morfologie dolci, arrotondate e poco rilevate, mentre quelle più resistenti vengono modellate in forme

1 CASTIGLIONI G.B., 1986 - *Geomorfologia*, UTET Torino.

aspre e scoscese. Nei distretti carsici, dove la circolazione idrica è principalmente sotterranea, l'erosione superficiale è molto lenta e talvolta le rocce carsificate possono proteggere anche quelle sottostanti.

## 2. I principali lineamenti tettonici e la loro influenza sulle forme del paesaggio.

I dintorni di Schio e l'imbocco della Val Leogra sono facilmente riconoscibili già in una foto satellitare o in una cartina muta. Qui «le colline che salgono da Vicenza si allargano verso ponente, e si tirano dietro un lembo della pianura. (...) Davanti c'è Schio con le spalle a un bastione di monti azzurri, il Sengio Alto con gli Apostoli, il Pasubio, il Novegno, la piramide del Summano, e l'orlo alto e lungo dell'Altipiano» <sup>(2)</sup>. I sedimenti della pianura altovicentina riempiono il “golfo di terra” delimitato dalla rottura che il dente dei monti Lessini provoca nell'uniforme direzione Est-Ovest del margine prealpino orientale.

In questa particolarissima situazione, svolgono un ruolo cruciale i lineamenti geotettonici regionali. Presso Schio si incrociano infatti due importanti dislocazioni della crosta (fig. 1):

- a. la Linea Marana-Piovene, una grande piega-faglia che costituisce la porzione più occidentale della classica “piega a ginocchio” o “Flessura Pedemontana” che limita a Sud le Prealpi Venete orientali;
- b. la Faglia (o Linea) Schio-Vicenza, una profonda frattura che inizia nella Valle dell'Adige presso Rovereto e va a perdere, all'estremità opposta, nei sedimenti della bassa pianura veneta.

### 2. 1. La Linea Marana - Piovene.

Il margine delle Prealpi venete orientali, dal Friuli occidentale fino al Vicentino, è bruscamente raccordato alla pianura da una grande dislocazione che, un tempo, veniva interpretata come una piega a ginocchio in base alle evidenze visibili al di sopra dei sedimenti della pianura. In realtà, si tratta di una piega - faglia <sup>(3)</sup>, con direzione ENE - WSW, parallela alla Linea della Valsugana: la “direzione valsuganese” è una

2 Luigi MENEGHELLO, *Libera nos a malo*, Milano 1963, pp. 109-110.

3 Una piega-faglia è una piega a S rotta (fagliata) lungo il fianco rovesciato; quest'ultimo può anche scomparire del tutto per fratturazione.

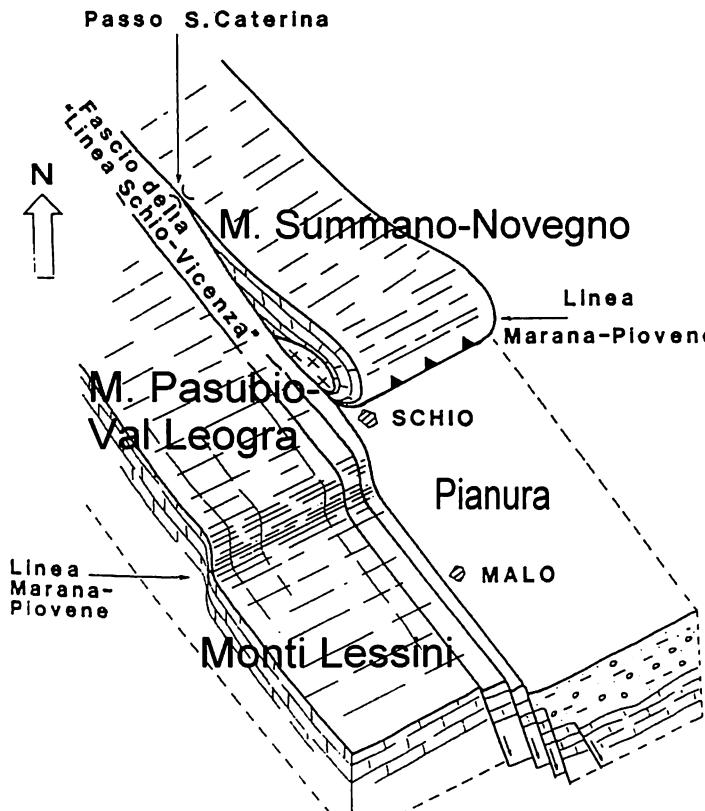


Fig. 1 - Schema dei rapporti tectonici e ripartizione della zona in settori geomorfologici (da Pellegrini, 1988, modif.).

delle direzioni più importanti e comuni nella tettonica sudalpina. Verso Oriente, questa piega - faglia assume progressivamente carattere di falda di ricoprimento <sup>(4)</sup>, venendo meglio descritta col nome di Sovrascorrimento Schio - Valdobbiadene o Bassano - Valdobbiadene <sup>(5)</sup>. Nella sostanza, si tratta di un lembo di Alpi meridionali parzialmente scollato dal substrato, esteso dagli alti Lessini fino ai confini regionali orientali. La Val Leogra e i suoi immediati dintorni sono interessati al troncone più occidentale di questa grande struttura, noto col nome di

4 Una falda di ricoprimento è una fase evolutiva di una piega-faglia, che si forma quando il fianco superiore della piega fagliata scorre al di sopra di quello inferiore, ricoprendolo.

5 ANTONELLI R., BARBIERI G., DAL PRA' A., DE ZANCHE V., GRANDESSO P., MIETTO P., SEDEA R., ZANFERRARI A., 1990 - *Carta geologica del Veneto scala 1:250.000*. Regione Veneto, Venezia.

Linea Marana - Piovene. Questo troncone assume caratteri diversi dal resto della piega, anche per quanto riguarda l'orientazione NE - SW, dotata di una maggiore componente lungo la direzione dei meridiani.

I principali eventi deformativi associati a questa struttura sono considerati di età pliocenica e sono pertanto riferibili ad una fase relativamente tardiva del sollevamento alpino <sup>(6)</sup>. La nascita delle Prealpi Vicentine, come oggi le conosciamo, deve molto a questi movimenti crostali. Gli strati, in origine orizzontali, vennero dislocati a quote molto diverse: i terreni posti a Nord dell'asse della piega iniziarono a sollevarsi, formando una struttura cupoliforme che deformò gli strati rocciosi per circa 3 chilometri <sup>(7)</sup>. Il basamento cristallino delle Alpi Meridionali, dapprima sepolto sotto chilometri di sedimenti, fu sollevato fino a permettere all'erosione di farlo affiorare fino a quote superiori ai 700 m come è osservabile, ad esempio, al Passo Xon e ai Tisati di Valli del Pasubio. Al contrario, la parte meridionale ribassata è stata osservata, nel corso delle perforazioni condotte dall'AGIP nei pressi di Villaverla, a profondità superiori a 4000 m <sup>(8)</sup>.

Le due quote sono raccordate da una fascia più o meno larga di strati verticalizzati, che si può osservare in numerosi luoghi: ad esempio, alle pendici del M. Scandolara lungo la strada tra il Passo Zovo e il M. Civillina e in tutta l'area delle Piane di Schio. A Santorso, presso il Santuario, la Scaglia Rossa cretacica affiora, in successione rovesciata, al di sotto della più antica Dolomia Principale del Triassico. È dovuta a questa piega anche l'imponente scarpata tettonica che delimita le pendici dei monti Guizza e Faedo sopra Paleo <sup>(9)</sup>. Un contatto diretto tra le due parti della piega - faglia può essere osservato al Castellaro di Piane, che sorge su uno sperone, formato dalle massicce Calcareniti di Castelgomberto dell'Oligocene, direttamente appoggiato sulla ben più antica Scaglia Rossa del Cretacico.

- 6 CONEDERA C., DAL PASSO G., PICCOLI G., TRAVAGLIA SACCARDI P., 1972 - *Studio fotogeologico del Veneto centro-occidentale fra il Lago di Garda e il fiume Brenta.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 28, 41 pp.
- 7 DE VECCHI Gp., DI LALLO E., SEDEA R., 1986 - *Note illustrative della carta geologica dell'area di Valli del Pasubio-Posina-Laghi.* Mem. Sci. Geol., 38: 187-205.
- 8 SLEJKO D., CARULLI G.B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILICETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A., ZANOLLA C., 1987 - *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale.* CNR, Gr. Naz. Difesa Terremoti, rend. 1, Trieste.
- 9 PELLEGRINI G. B., 1988 - *Aspetti morfologici ed evidenze neotettoniche della Linea Schio-Vicenza.* Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quatern., 1: 69-82.

Naturalmente, molti terreni del blocco piú rialzato sono stati asportati dall'erosione, mentre quelli del blocco sprofondato sono stati in parte risparmiati o, nel settore orientale, protetti dalla copertura sedimentaria della pianura; ciò è responsabile della diversa età delle rocce che affiorano ai due lati della struttura.

## 2. 2. La Linea Schio - Vicenza.

La Linea Schio - Vicenza rappresenta l'elemento principale di una famiglia di grandi faglie quasi parallele tra loro, denominata appunto Fascio Scledense. È una grande frattura, diretta da NW a SE e quasi verticale; il suo effetto morfologico piú evidente è quello di delimitare l'allineamento di colline che emergono dalla pianura tra Vicenza e Schio, passando per Malo, S. Vito e Magrè. Verso le Alpi interne, la grande faglia prosegue poi attraverso il Passo di S. Caterina, il Colletto di Posina e il Passo della Borcola, fino a perdersi in Val Lagarina presso Besenello; presso il Monumento di Vallortigara sono visibili alcuni cilindri di calcestruzzo, infissi nel terreno dai geologi dell'Università di Padova per monitorarne l'attività (fig. 2). Verso il mare, completamente sepolta nella pianura, la Faglia delimita a NE i Colli Berici e gli Euganei, presso i quali sembra esaurirsi nei dintorni di Conselve (PD). I movimenti verticali verificatisi lungo questa linea (verso l'alto nel settore occidentale, verso il basso in quello orientale) hanno dato origine a rigetti di circa 2 chilometri nel tratto compreso tra Schio e Vicenza<sup>(10)</sup>.

La fase principale dell'attività della Faglia Schio - Vicenza si colloca in un periodo orogenetico ancora piú tardo rispetto alla Linea Marana - Piovene, come testimonia il fatto che quest'ultima viene tagliata dalla prima in due tronconi; l'incrocio avviene nei pressi di Poleo. La faglia fu attiva soprattutto tra la fine del Terziario e il Quaternario<sup>(11)</sup>, benché le prime tracce di attività tettonica risalgano a tempi molto antichi, forse addirittura al Triassico<sup>(12)</sup>. La persistenza dei movimenti lungo questa faglia viene periodicamente ricordata dai sismi, fortunatamente di lieve entità, con epicentri soprattutto nella zona del Pasubio, in Val d'Adige e a Posina. Le cronache riportano terremoti, presumibilmente legati a questa faglia, di intensità fino all'8° grado Mercalli (1303 d.C.) e anche al 9° (260 d.C.), con epicentro presso Vicenza, e addirittura

---

10 SLEJKO D. et al., 1987, cit.

11 DE VECCHI Gp. et al., 1986, cit.

12 PELLEGRINI G. B., 1988, cit.



Fig. 2 - Punto geodetico per il monitoraggio della Faglia Schio - Vicenza, nei pressi del Monumento ai Caduti di Vallortigara (Valli del Pasubio).

un 11° grado a Rovereto il 21 luglio 365 d.C. <sup>(13)</sup>. Come conseguenza dell'attività della faglia, il margine orientale dei Lessini continua a sollevarsi rispetto alla pianura, che a sua volta, lentamente, sprofonda.

Parallelamente alla Linea Schio - Vicenza propriamente detta, numerose altre faglie interessano il margine lessineo, smembrandolo "a gradinata" e isolando blocchi rocciosi di differente quota ed età e perdendosi progressivamente nel settore montano del territorio. La più nota tra queste faglie "minori" è la Faglia di Malo, che presenta rigetti verticali dell'ordine di 500 m nella zona di Schio <sup>(14)</sup>; altri elementi del fascio, responsabili di aspetti morfologici interessanti, sono la Faglia di Priabona, della Poscola e del Boro.

13 PANIZZA M., SLEJKO D., BARTOLOMEI G., CARTON A., CASTALDINI D., DEMARTIN M., NICOLICH R., SAURO U., SEMENZA E., SORBINI L., 1983 - *Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa*. Rend. Soc. Geol. Ital., 4 (1981): 587-603.

14 PELLEGRINI G.B., 1988, cit.

### 3. La Val Leogra all'intersezione di quattro regioni geomorfologiche.

L'incrocio di queste due strutture tettoniche smembra il sottosuolo dei dintorni di Schio in quattro settori (cfr. anche fig. 1), cui corrispondono in superficie altrettante unità geomorfologiche ben distinte e con caratteri peculiari:

1. Il quadrante di NW, con la Val Leogra vera e propria, risulta sollevato sia dalla Linea di Marana che dalla Schio - Vicenza ed è interessato, tanto per rendere il quadro strutturale ancor più complicato, anche da un'ampia e antica convessità, la Brachianticlinale (o Ellisoide) di Recoaro <sup>(15)</sup>, estesa dalla Valle dell'Agno fino a Posina. Quest'ultima piega è responsabile di un ulteriore sollevamento e di una fitta fratturazione di tutta l'area, che facilita a sua volta l'azione delle forze erosive. Questo settore è il più elevato di tutti, con quote oltre i 2000 metri, ed è quindi anche il più profondamente eroso; ne fanno parte il Pasubio e le Piccole Dolomiti, ma anche il fondo - valle del Leogra, dove vengono a giorno le antichissime rocce del basamento cristallino.
2. Il quadrante a NE comprende il Novegno e il Summano ed è strutturalmente collegato agli Altipiani vicentini. Sollevato dalla Flessura, ma ribassato dalla Faglia Schio - Vicenza, è anch'esso fortemente eroso, anche se meno della Val Leogra: le rocce più antiche sono triassiche, le più recenti cretaciche; quelle del Terziario sono praticamente assenti. Le quote maggiori sono attorno ai 1600 m e geologicamente corrispondono alla sommità del Pasubio, posta ben più in alto.
3. Il quadrante a SW, esteso a Sud del Passo dello Zovo, fa parte dei monti Lessini orientali e comprende le colline di Monte Magrè, Leguzzano, Monte di Malo. Ribassato dalla Flessura, rispetto alla quale si trova a Sud, viene invece sollevato dalla Faglia Schio - Vicenza e presenta quote massime dell'ordine di 600 - 700 metri. L'erosione vi agisce da un tempo relativamente breve (su scala geologica!) ed è quindi stata relativamente poco profonda: nel quadrante affiorano rocce di età compresa tra il Cretacico e quasi tutto il Terziario.
4. Il quadrante a SE, ribassato sia dalla Flessura che dalla Faglia, è la pianura altovicentina, nella quale il basamento roccioso è sepolto sotto una spessa coltre di sedimenti trasportati dai fiumi e depositati alla base dei rilievi.

15 BARBIERI G., DE VECCHI Gp., DE ZANCHE V., DI LALLO E., FRIZZO P., MIETTO P., SEDEA R., 1980 - *Note illustrative della carta geologica dell'area di Recoaro*. Mem. Sci. Geol., 34: 23-52.

### 3.1. La Val Leogra propriamente detta e il Pasubio.

Nel primo quadrante, morfologicamente dominato dalla profonda conca valliva del Leogra e dalla massiccia mole del monte Pasubio, sono i fattori geotettonici a determinare le linee principali della morfologia. Il territorio è infatti interessato dalla Brachianticlinale (o Ellissoide) di Recoaro, una piega cupoliforme e leggermente convessa che inarca gli strati, fratturandoli e rendendoli più facilmente aggredibili dall'erosione: si tratta della struttura geologica più antica e quindi più tormentata di tutta la zona, alla quale impartisce un'enorme energia di rilievo. La stessa rete idrografica è condizionata dalla presenza di disturbi tettonici: il solco principale della Val Leogra risulta impostato lungo la direzione di un'importante e antica linea di faglia con direzione WNW - ESE, mentre la valle del torrente Gogna coincide col locale passaggio della Linea Schio - Vicenza.

L'antichità della tettonica di questa regione è testimoniata anche dalla profondità dell'asportazione erosiva del Leogra e dei suoi principali affluenti, che hanno inciso le più antiche formazioni paleozoiche conferendo al bacino la caratteristica forma a conca con orli rilevati e all'alveo una pendenza relativamente modesta e un profilo a cucchiaio, quasi privo di brusche rotture di pendenza, caratteristiche tipiche dei sistemi idrografici maturi.

Non è quindi un caso se proprio in questo settore compaiono le rocce più antiche, non solo dei dintorni di Schio, ma di tutto il Veneto. Sono le filladi quarzifere del Basamento cristallino, localmente note come *lardaro* perché, alle tipiche laminette scistose di colore argenteo, sono intercalati livelletti di quarzite amorfa bianca e traslucida, che possono ricordare fette di grasso suino. Questo zoccolo viene considerato il nucleo non delle odierne Alpi meridionali, ma di una catena ad esse precedente, sollevatasi nel corso dell'orogenesi varisica che produsse anche gli antichi rilievi dell'Europa centrale (Massiccio Centrale, Erzgebirge, Selva Boema ecc.), ed era smantellato ed esposto all'erosione già alla fine dell'Era Primaria. Su di esso si depositarono pile di sedimenti, volta per volta continentali, lagunari o pelagici, in virtù del gioco dei livelli marini, particolarmente mutevole in questo antico settore costiero. Questi sedimenti, coinvolti milioni di anni dopo nell'orogenesi alpina, formano oggi le nostre montagne. Descrivere l'intricatissimo succedersi di eventi e di ambienti che hanno reso unica la storia geologica delle valli vicentine non è però lo scopo di questo contributo: verranno considerati solo gli effetti sulla morfologia dei tipi rocciosi più significativi, al fine di poter interpretare alcuni aspetti particolari del paesaggio valleogrino.

I bassi versanti della valle, tra Torrebelvicino e S. Antonio del Pasubio, sono profondamente scavati nelle filladi quarzifere del Basamento cristallino, particolarmente friabili e impermeabili. In loro corrispondenza si hanno morfologie dolci e arrotondate, con rilievi conico - depresso e ricchi di vegetazione, favorita anche dalla maggior ricchezza d'acqua rispetto ai terreni calcareo - dolomitici <sup>(16)</sup>.

I soli elementi che movimentano la dolcezza dei pendii sono le incisioni torrentizie di origine piú recente: poiché le filladi oppongono poca resistenza all'approfondimento del reticolo idrografico, i ruscelli possono scavare vallecole molto incise, con pareti anche ripide, ma mai molto alte a causa della rapida evoluzione dei versanti. L'impermeabilità della roccia è anche la causa dell'estrema densità del reticolo idrografico: di questo fenomeno ci si può fare un'idea nell'area circonstante la fonte "Regina", tra Valli del Pasubio e Staro.

Pendenze moderate e forme simili a quelle offerte dalle filladi possono essere anche associate a molte delle rocce della successione sedimentaria, come ad esempio le Arenarie di Val Gardena che seguono immediatamente il Basamento cristallino. Al contrario, alcuni litotipi, piú duri e resistenti, offrendo maggior resistenza all'erosione, generano brusche variazioni di inclinazione dei pendii o addirittura scalini e caratteristiche cenge rupestri.

La prima importante rottura di pendenza corrisponde ai calcari e alle dolomie, compatti e resistenti, della Formazione a Bellerophon, che originano, ad esempio, le piccole paretine di aspetto terroso che interrompono la monotona boscosità dei versanti della Val Starbise (= V. Sterpa) che da Staro scende verso Valli. Un secondo gradino, piú piccolo, è dovuto alla Dolomia del Serla inferiore: si tratta generalmente di una cornice rocciosa di pochi metri di spessore, sovrastata dalla Formazione a Gracilis, molto erodibile e franosa <sup>(17)</sup>.

Risalti di ben maggiore evidenza corrispondono al Calcare di Recoaro e al Calcare dello Spitz, separati dal sottile e friabile Conglomerato del Tretto. Il Calcare dello Spitz forma le sommità dei monti Castello di Pieve, Naro, Civillina, Cengio-Sindio, Enna e, nell'alta valle presso il Pian delle Fugazze, Castelliero. All'affioramento delle due formazioni è dovuto anche il restringimento della testata della Val Leogra a Brazzavalle, poco prima del Ponte Verde: la doppia parete, che si osserva a destra della S. S. 46, è suddivisa proprio tra il Calcare di Reco-

16 FABIANI R., 1920 - *La regione del Pasubio*. Uff. Idrogr. R. Magistr. Acque, Venezia, 110: 1-100.

17 ARCARO M., COCCO F., 2002 - *Geologia della provincia di Vicenza*. River ed., Vicenza.



Fig. 3 - La Dolomia Principale è la roccia nella quale sono scavate le masse del M. Pasubio e del Sengio Alto. La sua erosione è responsabile della morfologia "dolomitica" dei nostri monti.

ro (la parte inferiore, di aspetto giallastro e terroso) e quello dello Spitz (la metà superiore, di colore grigio chiaro), mentre la sottile cengia cespugliosa che la taglia a metà è scavata nel Conglomerato del Tretto. Negli immediati dintorni, la cascata di Brazzavalle sottolinea la resistenza all'erosione del Calcare dello Spitz.

Sopra queste formazioni poggia un ammasso di rocce vulcaniche, spesso ricoperto da sedimenti detritici o da antiche morene. Di queste vulcaniti si parlerà ancora; per adesso, basta osservare che esse formano un ripiano morfologico <sup>(18)</sup>, un'ampia cengia che separa le sottostanti pareti calcaree da quelle dolomitiche del Pasubio e del Sengio Alto. Il raccordo tra le pareti e il ripiano vulcanitico è mediato da un pendio fatto dei materiali di disfacimento della dolomia, qua e là interrotto dalle conoidi detritiche dei vaj.

La Dolomia principale è, localmente, la formazione dotata del massimo risalto morfologico. Scalzata alla base per l'erosione delle rocce vulcaniche sottostanti, determina il paesaggio che ha ispirato il recente toponimo di Piccole Dolomiti: pareti verticali, guglie, torriioni e creste affilate separate da valli strette e profonde (fig. 3). Il tipico modellamento dolomitico è favorito dalla disposizione quasi orizzontale degli strati, dalla frequenza di spaccature, dalla quota elevata che favorisce il

ripetersi dei cicli di gelo e disgelo <sup>(19)</sup>. L'erosione delle montagne è sempre attiva, come mostrano i ghiaioni non ricoperti da vegetazione diffusi alla loro base.

L'acrocoro sommitale del Pasubio è un tavolato impostato nei Calcarei grigi, una formazione carsica la cui dissoluzione è rallentata dalle basse temperature. Il carsismo ha permesso di conservare l'originaria morfologia ad altopiano, proteggendo nel contempo dall'erosione la sottostante dolomia. In corrispondenza dei Calcarei Grigi del Giurassico si formano caratteristici cornicioni e grandi pareti a strapiombo, come quella del Soglio dell'Incudine. La loro mancanza, come avviene ad esempio nel Sengio Alto, nel Gruppo della Carega o allo stesso margine del Pasubio, determina una diversa evoluzione morfologica della Dolomia, che tende a suddividersi completamente in torrioni e guglie.

Le rocce di età inferiore rispetto ai Calcarei Grigi affiorano qua e là, ma complessivamente coprono piccole e frammentate estensioni di modesto impatto sul paesaggio; assumeranno invece una notevole importanza nell'area dei Lessini, dove sono molto ben rappresentate.

Per quanto riguarda le morfologie di origine vulcanica, va ricordato che nella zona in esame sono presenti le tracce di due cicli eruttivi: il primo è di epoca ladinica, il secondo, più recente, terziario. Mentre quest'ultimo è rappresentato principalmente da filoni, camini e altri corpi di rilievo morfologico relativamente scarso, il ciclo ladinico ha lasciato importanti resti. Alla base della catena del Sengio Alto è intruso un classico laccolite, cioè un corpo subvulcanico di forma lenticolare che solleva la copertura sedimentaria; analoga giacitura è attribuibile al monte Alba e allo Spitz dei Giotti, la cui copertura è stata completamente asportata dall'erosione. Altri corpi vulcanici, per il resto molto simili, tagliano in discordanza angolare le successioni sedimentarie, come nel caso del M. Faedo sopra S. Caterina di Tretto. Tutti questi ammassi vennero messi in posto a poca distanza dalla superficie o addirittura in condizioni effusive <sup>(20)</sup>. Colate laviche affiorano in varie zone, ad esempio nella Valle dei Mercanti di Pievebelvicino.

Nell'alta Val Leogra e sul massiccio del Pasubio si osservano ancora i resti delle glaciazioni quaternarie. Gli eventi freddi quaternari hanno lasciato qui molte meno tracce che in ambiti vicini, come la Val d'Astico o

19 FABIANI R., 1920, cit.

20 BARBIERI G. et al., 1980, cit. Un laccolite è un ammasso lavico che si intrude a breve profondità, distaccando la copertura sedimentaria e formando una sorta di "ripieno" che poggia su una superficie di strato e rimane coperto da un'altra superficie che rimane incarcata a forma di cupola.



Fig. 4 - Le contrade del quartiere Malunga di Valli del Pasubio sorgono su un terrazzo formato dai materiali provenienti dall'erosione glaciale e trasportati dai fiumi. Il terrazzo è limitato da entrambi i lati da profonde valli torrentizie.

l'Altipiano di Asiago <sup>(21)</sup>. Le morfologie glaciali più evidenti si osservano allo sbocco della Val Canale (M. Pasubio), già percorsa da un ghiacciaio locale le cui morene si adagiano sul terrazzo morfologico corrispondente alle vulcaniti triassiche, scendendo fino a quote di 850 - 900 m presso il Ponte Verde. Sono riconoscibili almeno due cerchie moreniche: le più esterne sono anche le più antiche e le più alterate e sono, a tratti, ricoperte da detrito di falda. Tracce moreniche meno evidenti sono presenti anche sui versanti del Cornetto e del Baffelan. Il limite delle nevi nell'ultima oscillazione fredda può essere fissato attorno a 1450 m s.l.m.

Esternamente alla fronte morenica, si osservano i campi di detriti tipici dei nevai semipermanenti, i più cospicui dei quali sono estesi presso il M. Castelliero. Il ripiano impostato nelle vulcaniti favorì la formazione di estesi campi di neve che, al disgelo, alimentavano copiosi torrenti che trasportavano a valle grandi quantità di materiali. La loro sedimentazione ha dato origine a classici depositi fluvioglaciali spesso terrazzati, come si osserva nei pressi di S. Antonio <sup>(22)</sup>, o in forma di splendide terrazze limitate da brusche scarpate, come quella su cui sorgono le contrade di Malunga. La Strada del Re è un pulpito privilegiato per apprezzare questi inconsueti aspetti del paesaggio (fig. 4).

21 BEVILACQUA E., 1957 - *Osservazioni sulle tracce glaciali della regione del Monte Pasubio*. Riv. Geogr. Ital., 64: 224-256.

22 FABIANI R., 1920, cit.

Nella valle si osservano le tracce di antichi cicli erosivi fluviocarsici. Il ciclo più antico mostra oggi i suoi resti a quote attorno ai 400 - 800 metri, dove si trovano resti di antichi terrazzi e di paleoalvei <sup>(23)</sup>. L'esempio forse più grandioso viene suggerito dall'allineamento, facilmente osservabile nelle carte geografiche, dell'alto corso del Posina con il Gogna, entrambi impostati lungo la Faglia Schio-Vicenza. Questo quasi perfetto allineamento è stato interpretato come il relitto di un'antica idrografia precedente il sollevamento delle Prealpi <sup>(24)</sup>: Posina e Gogna dovevano essere, in antico, un unico torrente affluente del Leogra, che venne diviso da una cattura fluviale <sup>(25)</sup> da parte di un corso secondario dello Zara diretto verso l'Astico. L'erosione avrebbe poi isolato definitivamente i due bacini, continuando a scavare i fondovalle, coadiuvata dal persistere del sollevamento alpino nel rilievo circostante. Secondo questa ipotesi, il Colletto di Posina e il Passo di S. Caterina, anch'essi esattamente allineati coi due corsi, rappresentano tratti relitti della valle dell'antico torrente (fig. 5).

Ulteriori resti di cicli erosivi più recenti sono qua e là conservati nella bassa valle: terrazzi fluviali nettamente più elevati dell'attuale corso del Leogra si osservano, ad esempio, presso contrà Collareda di Torrebelvicino, alle pendici del M. Enna.

Anche le frane possono costituire un efficace agente geomorfologico. Non è alla ben nota franosità di alcune plaghe del territorio valleogrino che si vuol far riferimento, ma ad alcune tipiche morfologie che sono state originate da antichi scoscendimenti e che sono ancora ben visibili nonostante il passare dei millenni. Le fratture parallele appartenenti al fascio della Linea Schio-Vicenza, per esempio, hanno provocato frequenti frane, oggi completamente cementate, lungo le pendici del M. Enna <sup>(26)</sup>. I corpi più tipici sono osservabili presso le contrade Collareda e Cavion, dove l'accumulo si trova addirittura sull'altro versante della valle rispetto alla nicchia di distacco. Un altro accumulo di frana dotato di un certo risalto nella morfologia si trova in località Casare, a Nord del M. Civillina <sup>(27)</sup>.

23 ARCARO M., COCCO F., 2002, cit. Per "paleoalveo" si intende il letto, ora abbandonato, di un antico corso d'acqua.

24 FABIANI R., 1920, cit.

25 Col termine di "cattura fluviale" si intende il fenomeno per cui la testata di un corso d'acqua erode progressivamente lo spartiacque fino ad incidere un bacino adiacente, facendo defluire le acque superficiali di quest'ultimo che, pertanto, abbandonano l'antico percorso.

26 PELLEGRINI G.B., 1988, cit.

27 BARBIERI G. et al., 1979, cit.



Fig. 5 - Il Passo di Santa Caterina marca il passaggio della Faglia Schio - Vicenza e rappresenta il relitto di un'antica rete idrografica.

Ma il caso piú interessante è quello dello Spitz di Staro, un rilievo prodotto dallo scivolamento in massa di un intero pendio (del volume stimato di piú di tre milioni di metri cubi di roccia!) sulle scivolose filladi quarzifere<sup>(28)</sup> sottostanti. La peculiarità sta nel fatto che l'acumulo forma proprio la sommità del rilievo, anziché la base come è la norma in questi casi: ciò è dovuto all'erosione successiva allo scivolamento, che ha smantellato le aree circostanti piú sgretolabili dello stesso corpo di frana, che venne cosí conservato e isolato nella morfologia.

### 3.2. Il Novegno e il Summano.

I monti Novegno e Summano rappresentano, in un certo senso, un settore occidentale e separato nell'ambito della regione degli Altopiani vicentini, che comprende tra l'altro i tavolati di Tonezza e di Asiago e il monte Grappa. Questa regione è dotata di caratteristiche morfologiche piuttosto unitarie, tanto che sarebbe idealmente possibile colle-

28 BARBIERI G., DE ZANCHE V., DI LALLO E., MIETTO P., SABATINI U.D., SEDEA R., 1979 - *Segnalazioni di paleofrane nell'area di Recoaro (Prealpi Vicentine)*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., 56: 27-37.

gare tutti gli strati fino a formare un unico grande altopiano sezionato dalle profonde valli glaciali dell'Astico e del Brenta.

Mentre il Novegno conserva in piccolo l'aspetto proprio degli altopiani carsici, il Summano fa parte del margine di questa regione come, per esempio, il monte Paù sul bordo meridionale dell'Altopiano di Asiago. La struttura del monte è infatti il risultato dell'attività della Linea Piovene - Marana, la ben nota espressione locale della Flessura pedemontana delle Prealpi Venete, che ne ha ripiegato gli strati fino a rovesciarli presso la base. Nel versante meridionale, la giacitura inclinata degli strati dolomitici e la loro fitta frantumazione, che ne determina il facile sgretolamento, non consentono lo sviluppo delle morfologie rupestri e dolomitiche che dominano invece il versante settentrionale. A monte di Velo d'Astico, gli strati tornano ad essere quasi orizzontali e vengono troncati dall'erosione, mostrando lo stesso aspetto aspro e dirupato di altri settori della Val d'Astico o del Canale di Brenta.

Se si eccettua la zona del Tretto, la cui complessa stratigrafia non è molto dissimile da quella valleograna, in questo quadrante la successione delle rocce è piuttosto semplice e temporalmente limitata. La gran parte di entrambi i monti è scolpita nella Dolomia principale, che alla sommità del Novegno è a stento coperta da un cappello di Calcari Grigi, talvolta frammentati in blocchi erosivi relitti, come nei casi delle cime dei monti Priaforà e Cogolo. Questo cappello, come già osservato nei riguardi del Pasubio, ha preservato dall'erosione le rocce sottostanti, facendo defluire per via carsica ipogea gran parte delle acque meteoriche, che attenuano quindi la loro azione erosiva.

Gli stessi Calcari Grigi affiorano, verticalizzati o rovesciati, presso la base del versante Sud del Summano, sia a Santorso che a Piovene, talvolta accompagnati da affioramenti di Scaglia rossa o Biancone come quelli osservabili presso il Santuario di Santorso. La depressione, perforata da doline, che si osserva dietro il cimitero delle Piane di Schio corrisponde all'effetto della corrosione carsica delle testate degli strati verticali dei Calcari Grigi. Formazioni più recenti (ad es. i basalti o le calcareniti oligoceniche delle Piane) sono in effetti localizzate a Sud della Linea Piovene - Marana e rappresentano un relitto di ben diverso significato.

Lo stesso bacino montano del Timonchio è ben diverso da quello del Leogra. Il suo corso è infatti fortemente accidentato e i versanti variano da dolci a quasi verticali. Questa movimentata morfologia è dovuta all'eterogeneità dei substrati rocciosi che formano il bacino, ma soprattutto a una sua minore età. Anche questo bacino, corrispondente grossomodo al Tretto, ha complessivamente l'aspetto di un

circo ed è qua e là interessato da tracce di terrazzi fluviali e forse anche fluvioglaciali <sup>(29)</sup>.

Nel territorio sono abbondantissime le morfologie carsiche, sia di superficie (doline, campi carreggiati, *grize*), sia ipogee; l'Abisso di monte Novegno, con i suoi quasi 500 m di dislivello, si annovera tra le principali grotte del Vicentino per sviluppo verticale. Una grotta più piccola ma più famosa è la Bocca Lorenza, alle pendici del monte Summano, nota soprattutto per essere un importante sito archeologico. L'origine di questa grotta è piuttosto atipica, in quanto l'azione carsica si è sviluppata all'interno di un ammasso di frana, ampliando gli spazi vuoti rimasti tra i massi fino a produrre ampie sale concrezionate.

Un minuscolo, ma quasi completo sistema carsico è osservabile anche nelle colline al centro di Schio dove, alla relativa scarsità di grotte (Grotta del Buso dei Frati e "Grotta Calgaro", quest'ultima ben concrezionata), fa da contraltare una notevole copia di doline e depressioni carsiche (spesso allineate secondo la direzione delle faglie scledensi) e persino una sorgente parzialmente carsica, che sbocca a S. Maria in Valle.

### 3.3. Le colline lessinee.

I colli che dividono la bassa Val Leogra e la pianura altovicentina dalla Valle dell'Agno formano l'ultima dorsale orientale dei monti Lessini, regione caratterizzata da un'imponente impronta vulcanica di età terziaria, dovuta all'apertura di un vasto bacino di sprofondamento crostale noto come *Semigraben* Alpone - Chiampo <sup>(30)</sup>. La risalita di magmi dal mantello diede origine a un imponente ciclo vulcanico in gran parte effusivo, ma anche esplosivo. Il modellamento di questi colli risente della messa in posto di queste lave e di questi tufi, la cui resistenza all'erosione contrasta con quella delle rocce sedimentarie calcaree.

Le vulcaniti dei Lessini sono essenzialmente di natura basaltica e l'età è compresa tra l'Eocene (con ampie interruzioni) e l'Oligocene. In questo lasso di tempo si formarono numerosi apparati vulcanici in tutto il settore orientale del complesso montuoso; i meglio conservati si osservano ai lati della Valle del Chiampo (M. Calvarina, M. Faldo).

29 FABIANI R., 1920, cit.

30 Col termine tedesco *graben* si intende un bacino di forma allungata, delimitato da due sistemi di faglie, in cui una porzione di crosta terrestre sprofonda. Un *semigraben* è invece delimitato da un solo sistema di faglie su un unico lato, mentre il bacino sprofonda per il ripiegamento degli strati che scivolano, alla testata, lungo le faglie.

Il sollevamento di quest'area fu relativamente regolare e uniforme. I Lessini, nel loro complesso, formano una vasta piega monoclinale, leggermente immergente verso Sud - Est, interrotta verso oriente dal fascio di faglie che fa capo alla Linea Schio - Vicenza<sup>(31)</sup>. Faglie e pieghe ripartiscono l'intera regione in settori: la dorsale tra Agno e Leogra fa parte di quello compreso tra la Faglia Schio - Vicenza e la Cam- pofontana - Roncà, limitato a Nord dalla Linea Piovene - Marana<sup>(32)</sup>.

Qua e là, ad esempio sui monti Faedo e Casaron di Monte di Malo, sono ancora riconoscibili i lembi relitti e fortemente incarsiti di un antico altopiano, oggi suddiviso in varie conche e limitato da bordi rialzati e da versanti molto inclinati che si elevano dalle sottostanti vulcaniti, facili all'erosione<sup>(33)</sup>. Le rocce sedimentarie formano l'ossatura di questa dorsale, attraversata e movimentata dalle rocce eruttive.

Il raccordo dei Lessini orientali con la pianura è mediato da una serie di faglie subparallele, che formano una gradinata con progressivo abbassamento dei blocchi orientali, ben visibile, ad esempio, sul versante di M. Pian sopra Malo. Queste faglie (le già citate faglie di Malo, di Priabona, della Poscola, del Boro ecc.) ribassano piccole cornici dell'altopiano e isolano piccoli rilievi come, ad es., il *Montécio* di Malo, a forma di chiglia rovesciata e isolato nella pianura, il Soglio della Guardia, il Castello di Magrè, tutti composti di rocce recenti, di età oligocene - miocenica, oppure mettono le colline direttamente in contatto con la pianura alluvionale. Un notevole specchio di faglia appartenente ad una struttura di questo fascio è esposto in corrispondenza della Cava Brunelli, tra Priabona e Monte di Malo.

Per quanto riguarda l'effetto sulla morfologia dei vari termini stratigrafici, va notato che la base dei pendii che si raccordano alla pianura è spesso incisa nelle formazioni cretaciche del Biancone e della Scaglia rossa, la cui fitta stratificazione è ben osservabile nelle cave di S. Vito di Leguzzano e di Magrè. In corrispondenza di queste formazioni, facilmente erodibili e soggette alle azioni termoclastiche, i rilievi appaiono piuttosto regolari e dolci, ma spesso incisi da profonde vallette con pareti subverticali o strapiombanti, ricche di marmitte, piccole cascate e salti d'acqua che testimoniano la relativa giovinezza del rilievo.

31 MIETTO P., 1992 - *Monte di Malo: aspetti geologici paleontologici e carsici del territorio*. Comune di Monte di Malo e Centro Studi del Priaboniano "M° Antonio Marchioro".

32 GLERIA E., ZAMPIERI D., 1978 - *Contributo alla conoscenza del carsismo dell'altipiano Faedo-Casaron in relazione ai sistemi ipogei del rio Rana e del torrente Poscola*. St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., 55: 83-102.

33 GLERIA E., ZAMPIERI D., 1978, cit.

Al di sopra di queste formazioni affiorano i Calcari nummulitici, osservabili per esempio alle cave della Calcara presso Malo. Anch'essi sono relativamente erodibili e carsificabili e originano morfologie superficiali dolci e arrotondate. Ancor più facili all'alterazione meteorica sono le sovrastanti e quasi impermeabili Marne di Priabona, che formano spesso piccoli ripiani morfologici alla base dei più compatti orizzonti superiori.

La serie sedimentaria prosegue con le Calcareniti di Castelgombergo, che formano la sommità dei corpi principali degli altipiani e che possono originare aspetti rupestri bassi ma allungati. Sono rocce depositatesi in un ambiente di laguna tropicale, compatte e massicce ma fortemente carsificabili, così da preservare l'originaria morfologia ad altopiano della regione, che risulta quasi priva di idrografia superficiale.

Delle rocce ancor più recenti e dei piccoli colli che esse formano a contatto con la pianura già è stato detto.

Il comportamento geomorfologico delle formazioni eruttive è peculiare e difficilmente generalizzabile. Infatti, esse danno luogo a morfologie arrotondate e pendii uniformi in corrispondenza dei materiali piroclastici (tufi), ad aspetti più scoscesi e dirupati in corrispondenza delle lave compatte e fessurate a colonne. Sono caratteristici i rilievi di forma conica (più a Ovest denominati *purghe*, dal tedesco *Burg* = castello) che si formano in corrispondenza dei camini vulcanici (*necks*), riempiti di lava e messi in risalto dall'erosione. Non si tratta di veri coni vulcanici, come popolarmente si ritiene, ma solo di condotti effusivi a sezione cilindroide, riempiti di rocce laviche compatte e dure che emergono rispetto alle morfologie calcaree circostanti, quasi orizzontali. Esempi più o meno evidenti sono il monte Mucchione (*Mución*), Zanrosso, la Vetta di Castellare, i M. Ulba e La Trinca.

L'aspetto morfologico più straordinario dei Lessini è però legato al carsismo. Il piastrone calcareo della Formazione di Castelgomberto poggia su un substrato impermeabile formato dai basalti, in parte argillificati, e dalle marne della Formazione di Priabona, determinando una situazione molto favorevole all'evoluzione carsica<sup>(34)</sup>. Il maggiore esempio di sistema carsico del territorio è dato dai monti Faedo e Casaron di Monte di Malo. I reticolari ipogei, ancora in parte attivi, hanno uno sviluppo enorme: il complesso del Buso della Rana si estende per più di 25 km di sviluppo, senza contare le scoperte più recenti, mentre quello della Grotta della Poscola supera ampiamente il chilometro. È impossibile citare tutte le numerosissime altre grotte, grandi e piccole,

34 MIETTO P., 1992, cit.

che perforano la compagine calcarea, nonostante la sua estensione complessivamente modesta.

La morfologia carsica è evidente anche in superficie, grazie alle numerosissime doline<sup>(35)</sup>, spesso asimmetriche, talvolta allineate lungo linee di faglia. Enormi conche, profonde decine di metri e del diametro di circa 200, sono osservabili presso Faedo (Monte di Malo). Si osservano inoltre alcune valli cieche (Campipiani, Valle delle Lóre), che conservano traccia di un'antica idrografia superficiale ormai estinta, mentre sono poco sviluppati, al contrario, i campi carreggiati e in genere il carso scoperto.

L'altipiano carsico dei Lessini è privo di idrografia superficiale, che riprende alla base delle assise calcaree grazie a numerose sorgenti. I rami fluviali, salvo locali fenomeni di cattura (ad esempio la Valle dei Campipiani presso Priabona, catturata dalla Val Faeda), procedono poi lungo la massima pendenza. Ben diversa (ma poco nota) doveva essere la situazione durante il sollevamento, come testimoniano alcuni terrazzi interpretabili come paleovalli (ad es. il terrazzo di Casare di Monte di Malo<sup>(36)</sup>) e i depositi del Buso della Rana, formati spesso da elementi di rocce assenti nella serie stratigrafica locale e certo provenienti da trasporto fluviale da aree lontane.

Anche nella regione lessinea sono state riconosciute le tipiche forme convesse dovute agli accumuli delle frane in massa, ad esempio nelle località Lambre, Marchiori Beati, Brunelli, Rotonda di Priabona, Ceola e forse anche Campipiani<sup>(37)</sup>.

### **3.4. La pianura.**

Alla fine del Terziario, buona parte del Vicentino era ancora occupata da un mare costiero: le perforazioni effettuate dall'AGIP per la ricerca di idrocarburi hanno incontrato i depositi deltizi dell'Astico ben prima di Vicenza<sup>(38)</sup>. Il settore pedemontano fu naturalmente il primo ad essere riempito dai sedimenti, grazie alle conoidi ghiaiose dei torrenti prealpini; toccò poi al resto della pianura fino all'attuale linea di costa.

35 Le doline sono le più tipiche forme del carsismo di superficie, cavità coniche con o senza fondo piatto, prodotte dalla corrosione chimica delle acque piovane su rocce calcaree fratturate.

36 GLERIA E., ZAMPIERI D., 1978, cit.

37 MIETTO P., 1992, cit.

38 ARCARO M., COCCO F., 2002, cit.

La pianura dell'Alto Vicentino è formata dall'accostamento e dalla sovrapposizione di numerose conoidi alluvionali <sup>(39)</sup> a forma di ventaglio, provenienti dai torrenti prealpini (Leogra, Timonchio e Astico), che complessivamente formano un declivio in lieve pendenza esteso fino a quote minime di 75 - 100 m. Date le caratteristiche idrogeologiche dei bacini di raccolta, prevalgono i terreni a matrice ghiaiosa, sostituiti presso i Lessini (ad es. presso Malo e S. Vito di Leguzzano) da una coltre sabbioso - argillosa. I livelli di sedimenti sottili si estendono saltuariamente fino al Timonchio, spesso in alternanza alle ghiaie <sup>(40)</sup>, determinando locali ristagni e affioramenti idrici. La prevalente granulometria grossolana è essenziale per la percolazione dell'acqua nel sotto-suolo, dove forma un acquifero indifferenziato, poggiante sul basamento roccioso, che va a caricare le falde acquifere della pianura.

L'uniforme orizzontalità della pianura alluvionale è dovuta al fenomeno del livellamento fluviale. I sedimenti, raccolti nel bacino montano dei torrenti e depositati durante il loro corso a bassa pendenza, elevano gli alvei fino a quando le vene della corrente esondano e scavano un altro solco a breve distanza dal primo; ma anche qui il ciclo si ripete e così, progressivamente, tutte le aree depresse vengono raggiunte dalla corrente e riempite di sedimenti.

Anche nella pianura scledense sono riconoscibili i resti di antichi spostamenti di alveo dei principali torrenti. In realtà, uno spostamento verso oriente è generalizzabile a più o meno tutti i corsi d'acqua dell'alta pianura vicentina, dal Leogra al Brenta, ed è riferibile alla subsidenza adriatica <sup>(41)</sup>. Il Livergon - Giara è l'unico torrente a scorrere ancora parallelamente ai Lessini orientali, lungo una direzione in parte coincidente con la Faglia Schio - Vicenza.

Il Leogra, appena sboccato in pianura, scorreva anticamente quasi addossato ai rilievi lessinei, come mostrano le tracce di paleoalvei e i terrazzi, ben visibili presso Pievebelvicino e Magrè. Qui sono conservate 3 distinte superfici pianeggianti a diverse quote, evidenti soprattutto

39 Le conoidi alluvionali sono morfologie convesse, a forma di settore di cono, che si formano allo sbocco dei torrenti in pianura. I detriti vengono distribuiti sulla superficie della conoide grazie ai frequenti spostamenti di alveo, secondo i raggi del ventaglio: CASTIGLIONI G.B., 1986, cit.

40 CASTELLARIN A., CORSI M., DE VECCHI Gp., GATTO G.O., LARGAIOLLI T., MOZZI G., PICCOLI G., SASSI F.P., ZANETTIN B., ZIRPOLI G., 1968 - *Note illustrate della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 36 Schio*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

41 ARCARO M., COCCO F., 2002, cit.

sulla destra idrografica, collegate altimetricamente ad altrettante piccole superfici relitte sulla sinistra: il Leogra e i suoi affluenti, dopo una fase di sedimentazione, hanno inciso i propri depositi a causa del miglioramento climatico postglaciale e dell'abbassamento del livello di base causato dall'attività della Faglia Schio - Vicenza <sup>(42)</sup>.

Le numerose divagazioni dell'alveo del Leogra sono state legate anche all'azione reciproca di alluvionamento e di sovrapposizione dei conoidi dei vari torrenti, in particolare dell'Astico, che anticamente sboccava in pianura presso Piovene <sup>(43)</sup> prima di subire la deviazione alle spalle delle Bregonze imputabile a un fenomeno di cattura fluviale <sup>(44)</sup>; l'antico percorso del torrente è ancora seguito dalle acque di infiltrazione profonda.

42 PELLEGRINI G.B., 1988, cit.

43 FABIANI R., 1920, cit.

44 BARTOLOMEI G., 1976 - *Cause dello spostamento del corso del torrente Astico all'uscita dalle Prealpi (Vicenza)*. Gr. Studio Quaternario Padano, quad. 3: 151-159.