

1.2. Caratteristiche geologiche e idrogeologiche

1.2.1. Inquadramento geologico-strutturale

Estratto da PTCP Provincia di Bergamo

I rilievi della catena orobica bergamasca fanno parte di un più ampio settore strutturale, conosciuto nella letteratura scientifica con la denominazione di Alpi meridionali. Queste ultime sono separate dal corpo principale della catena alpina dalla linea insubrica, una importantissima discontinuità di origine tettonica a decorso E-O, estesa per centinaia di chilometri, lungo la quale sono avvenuti movimenti sia in senso verticale che orizzontale. Le Alpi meridionali si sono formate in seguito alla collisione tra placca europea e placca adriatica, appartenente quest'ultima, secondo la maggior parte degli autori, alla placca africana e rappresentano il risultato dei processi di sottoscorrimento della crosta continentale africana sotto il margine alpino. Le Alpi meridionali o sudalpino non si limitano a comprendere la parte affiorante della catena, ma continuano verso sud in profondità sotto le ghiaie e sabbie della pianura padana fino all'altezza di Milano.

La catena delle Alpi meridionali, e quindi anche il settore orobico, presenta uno stile deformativo notevolmente differente da quello sviluppatosi nell'edificio alpino vero e proprio situato a nord della linea insubrica. In questo tratto della catena, infatti, i processi metamorfici, che nelle Alpi hanno prodotto la quasi completa trasformazione delle rocce, si sono sviluppati in modo incipiente e solamente nelle porzioni strutturalmente più profonde. Inoltre, mentre nell'orogeno alpino si è avuto lo sviluppo di falde, ossia si è verificata la traslazione e sovrapposizione di vaste porzioni di crosta continentale e oceanica appartenenti originariamente a differenti zone paleogeografiche, nelle Alpi meridionali si assiste alla formazione di sovrascorrimenti di minori dimensioni, costituiti da rocce provenienti dalla medesima area. Con il termine di sovrascorrimento vengono intese quelle masse rocciose che si spostano lungo superfici poco inclinate sotto la spinta dei processi tettonici di tipo compressivo che danno luogo alla formazione delle catene montuose.

Un'altra differenza tra le unità strutturali appartenenti alle Alpi meridionali e le unità poste a nord della linea insubrica è data dal senso apparente del movimento tettonico di queste: mentre nelle Alpi le unità strutturali si sono mosse verso nord, ossia verso il continente europeo, nelle Alpi meridionali i sovrascorrimenti sono stati trasportati verso sud, ovvero verso il continente africano.

Fino alla prima metà degli anni '80 si riteneva che le Alpi meridionali fossero state coinvolte nei processi orogenici più tardivamente, mentre negli ultimi anni si è riconosciuto che le fasi tettoniche più antiche risalgono al Cretacico, risultando quindi contemporanee alle compressioni del settore più settentrionale. La prosecuzione dei movimenti tettonici di tipo compressivo è testimoniata da una serie di strutture che, procedendo dall'interno verso

l'esterno della catena, dislocano sedimenti di età progressivamente più recente, fino a raggiungere i depositi del Miocene. Queste deformazioni sembrano cessare nel Tortoniano terminale (Miocene superiore) con la messa in posto della cosiddetta «cintura di Milano» che, in profondità, fronteggia direttamente la parte più avanzata della catena appenninica.

a) L'evoluzione stratigrafica e paleogeografica

In questo capitolo viene trattata l'evoluzione dei bacini sedimentari nei quali si sono deposte le rocce che costituiscono attualmente le montagne bergamasche. Le rocce sedimentarie affioranti nella catena sono essenzialmente di età compresa tra il Permiano e il Cretacico, con una netta predominanza dei sedimenti carbonatici di età triassica. Tali successioni appoggiano in discordanza su un basamento cristallino già precedentemente deformato.

Da un punto di vista generale tutti i sedimenti di seguito descritti si sono depositi lungo il margine settentrionale del continente africano, al quale, come ricordato più volte, appartengono le Alpi meridionali.

Le successioni sedimentarie ci danno una testimonianza dei vari processi che hanno portato a collidere questo dominio paleogeografico con il margine meridionale del continente europeo. Le rocce del Permiano indicano la fine dell'orogenesi ercinica, con fenomeni di distensione e trascorrenza.

Nel Triassico i sedimenti registrano la formazione di un margine continentale di tipo passivo, paragonabile agli attuali margini atlantici, lungo il quale si sviluppano estese scogliere carbonatiche inframezzate a piccoli e profondi bacini. Si tratta dell'apertura della «Tetide», un mare allungato in direzione E-O, sviluppatosi tra placca europea e placca africana.

Nel Giurassico la Tetide si approfondisce fino a divenire un vero e proprio «oceano» in alcuni settori posti attualmente nella parte centrale della catena alpina. Nel territorio bergamasco il Giurassico è caratterizzato da episodi di sedimentazione condensata e dalla presenza di selce, legata a sedimenti di mare profondo.

Nel Cretacico, al contrario, i sedimenti registrano l'inversione dei movimenti tettonici tra le placche europea e africana e cioè l'inizio dei movimenti di convergenza che porteranno alla chiusura della Tetide e alla formazione della catena alpina. La sedimentazione è dominata da sedimenti di tipo terrigeno, cioè costituiti da arenarie e conglomerati risedimentati lungo il margine della catena in formazione, ad opera di correnti di torbidità.

Pure le successioni terziarie, presenti solo in profondità nel sottosuolo padano, indicano la prosecuzione dei fenomeni di collisione continentale tra le due masse e il loro intenso procedere, per lo meno, fino al Miocene medio-superiore. Si tratta ancora di sedimenti prevalentemente di tipo clastico depositi in un ambiente simile a quello del Cretacico superiore.

Si vuole ricordare che il maggior contributo alla conoscenza della stratigrafia dell'area della nostra provincia è stato dato dagli studi effettuati da un folto gruppo di ricercatori del dipartimento di scienze della terra di Milano, molti dei quali di origine bergamasca.

Le rocce esposte al di sotto della successione sedimentaria sono costituite dal basamento cristallino delle Alpi meridionali, comprendente una serie di formazioni rocciose metamorfosate durante processi orogenetici precedenti a quelli del ciclo alpino. Il basamento è presente solo in alcune limitate porzioni della parte settentrionale della provincia, lungo lo spartiacque con la Valtellina e limitatamente più a sud in alcune finestre tettoniche, cioè in zone dove, per contatto tettonico, è possibile vedere le unità strutturali più profonde.

Il basamento metamorfico è costituito da due principali unità litologiche, derivate da successioni arenacee e argillose depostesi probabilmente nel Paleozoico inferiore. La prima corrisponde agli «gneiss di Morbegno» ed è esposta nella parte più occidentale; la seconda affiora invece nel settore centro-orientale e include gli «scisti di Edolo» e le «filladi di Ambria». Sono presenti localmente anche alcuni corpi ortogneissici derivati dalla trasformazione metamorfica di graniti di età probabilmente tardo-caledoniana. Come precedentemente ricordato, tali sequenze avevano già subito due importanti eventi metamorfici (Caledoniano ed Ercinico) prima della deposizione delle serie sedimentarie legate al ciclo alpino.

Paleozoico superiore

Successivamente alla fine delle principali fasi compressive avvenute durante l'orogenesi ercinica, nel Carbonifero superiore e nel Permiano inferiore si instaurano fenomeni di subsidenza e di distensione associati a trascorrenza, che daranno luogo alla formazione dei primi bacini sedimentari, i cui depositi sono riconoscibili nelle successioni rocciose che costituiscono la base della «copertura sedimentaria» del sudalpino bergamasco. Un'intensa attività tettonica caratterizza tutto il Permiano inferiore. Questo tipo di regime tettonico sembra essersi sviluppato in relazione agli ultimi movimenti tettonici legati all'orogenesi ercinica. Questo regime termina poi definitivamente nel Permiano superiore, per dar luogo, a partire dal Triassico, all'apertura della Tetide. L'ambiente di sedimentazione resta di tipo continentale per tutto il Permiano.

Al di sopra del basamento cristallino affiorano in modo discontinuo alcuni livelli di conglomerati contenenti clasti dello stesso basamento e testimonianti una prima fase di smantellamento, avvenuta in condizioni subaeree in un ambiente di tipo continentale. I depositi appartenenti a questa formazione, denominata «conglomerato basale», costituiscono un cuneo clastico i cui massimi spessori si osservano nella zona più settentrionale. Da questa direzione sembrano infatti provenire la maggior parte degli apporti. Non esistono criteri cronologici per definire l'età di questi sedimenti, che, in base alla loro posizione stratigrafica, vengono attribuiti al Carbonifero superiore o alla base del Permiano.

Il conglomerato basale è ricoperto in concordanza da una successione vulcano-sedimentaria, comprendente alcune potenti sequenze di prodotti vulcanici di flusso di tipo acido, intercalati a depositi vulcanici di caduta e a sedimenti arenacei, argillosi e conglomeratici. Le rocce appartenenti a questo complesso insieme di litotipi costituiscono la formazione di Collio che, per la presenza di mineralizzazioni uranifere, è stata studiata in grande dettaglio

dall'AGIP-Miniere. Tali studi hanno permesso di ricostruire, almeno in parte, le geometrie degli originari bacini di deposizione, obliterate dagli intensi processi deformativi sviluppatisi durante l'orogenesi alpina.

La formazione di Collio affiora quasi esclusivamente nel settore delle «anticlinali orobiche», formando una fascia allungata in senso E-O, sviluppata tra lo spartiacque valtellino e la linea Valtorta-Valcanale.

Le rocce appartenenti a questa formazione testimoniano l'inizio di una forte attività tettonica e vulcanica. Fenomeni di questo tipo sono stati riconosciuti nella porzione occidentale dell'area di affioramento del Collio, coincidente con l'alta Val Brembana. In questo settore, le forti esplosioni che hanno prodotto le eruzioni ignimbritiche hanno dato luogo alla formazione di una struttura di collasso vulcano-tettonica di tipo calderico, provocata dallo svuotamento di una grande camera magmatica. Questa zona a forte mobilità negativa, denominata dagli autori «bacino di Carona», si estendeva in larghezza per almeno 15 km. Sembra che il volume totale di magma eruttato durante il Permiano inferiore raggiunga i 150 km³.

L'ambiente di deposizione testimoniato da tali serie vulcanoclastiche è di tipo fluviale-lacustre, sviluppato in ambiente arido. Nella parte marginale della depressione dominano conoidi fluviali, mentre nel centro si sviluppano arenarie e argille.

Condizioni climatiche di tipo arido sono testimoniate dalla presenza di concrezioni carbonatiche e gessose e dalle caratteristiche strutture a suoli poligonali, derivanti dall'essiccazione dei livelli fangosi. Famosissime sono le orme di «tetrapodi», piccoli rettili del Permiano, lasciate dal loro passaggio attraverso queste piane fangose.

Le argille del Collio sono state trasformate dal metamorfismo alpino nelle note ardesie, che vengono cavate nella zona di Carona in alta Val Brembana e largamente utilizzate in edilizia. Alcune datazioni radiometriche, effettuate su zirconi contenuti nelle unità vulcaniche inferiori del Collio, indicano un'età di circa 287 milioni di anni; sembra inoltre che la deposizione di questa formazione sia durata circa 10-12 milioni di anni.

Nella parte più occidentale della provincia sono presenti, intercalati alla Formazione di Collio, alcuni corpi conglomeratici ricchi di clasti provenienti dal basamento cristallino, denominati «conglomerati del Ponteranica», dal nome delle cime dove affiorano.

Questi litotipi rappresentano un insieme di conoidi alluvionali che si scaricavano nei bacini lacustri del Collio.

Successivamente alla sua deposizione, il Collio è stato fagliato, piegato e profondamente eroso. Tali fenomeni sono stati seguiti da un lungo periodo di mancata sedimentazione, al quale ha fatto seguito la deposizione del verrucano lombardo. Quest'ultimo rappresenta una potente e monotona sequenza di arenarie e conglomerati, che ricopre in modo uniforme tutta la regione che poi costituirà le Alpi meridionali. I sedimenti del verrucano lombardo, caratterizzati da un tipico colore rosso violaceo dovuto a fenomeni di intensa ossidazione, si sono depositi in un ambiente di tipo alluvionale arido. L'età di questa formazione è Permiano superiore.

Triassico

Con il Triassico ha inizio la sedimentazione marina tetidea che durerà poi per tutto il Mesozoico e parte del Cenozoico. Tale fenomeno è legato alla distensione della crosta continentale di un vasto settore situato tra placca europea e africana. Questa distensione culminerà poi durante il Giurassico con la formazione di un oceano.

L'ambiente in cui si formano i sedimenti triassici è generalmente caratterizzato da un mare poco profondo, con acque calde e basse, del tutto simile a quelli che caratterizzano i margini continentali della costa atlantica dell'Africa e dell'America in corrispondenza dei tropici. La nostra regione era infatti situata qualche migliaio di chilometri più a sud, come largamente testimoniato dai dati paleomagnetici finora raccolti.

I fondali del Triassico sono caratterizzati da morfologie articolate, con bacini a volte profondi e zone di alto; nei primi si accumulano depositi risedimentati di tipo clastico-terrigeno o di tipo lagunare con condizioni di circolazione ristretta, sulle seconde si formano invece piattaforme e scogliere carbonatiche coralline e algali, con sviluppo di calcari e dolomie attraverso processi sedimentari di tipo chimico e organico.

Non manca durante il Triassico l'attività vulcanica, di importanza però inferiore rispetto a quella verificatisi durante il Permiano. Le rocce depostesi in questo periodo affiorano nella parte centromeridionale del territorio, tra la linea Valtorta-Valcanale e la fascia collinare pedemontana, occupando e caratterizzando la tipica fascia prealpina calcarea delle Orobie.

Il Triassico viene suddiviso in tre sottosistemi: Trias inferiore, medio e superiore, ciascuno comprendente un proprio ciclo sedimentario. Per ciclo sedimentario si intende l'approfondimento di un'area da condizioni di sedimentazione di tipo continentale a condizioni marine (trasgressione), seguito da un successivo ritorno a condizioni di tipo continentale (regressione).

Di estrema importanza, anche nei riguardi dell'evoluzione strutturale del nostro territorio, sono i livelli evaporitici ricchi in gessi formati alla fine dei primi due cicli sedimentari, rappresentati dalla Carniola di Bovegno e dal San Giovanni Bianco. In corrispondenza di questi due orizzonti, si sono prodotti, durante i processi orogenetici, i principali scollamenti e raddoppi di tipo tettonico riscontrati nelle coperture sedimentarie sudalpine.

Nel Triassico inferiore (Scitico), in discordanza sui sottostanti conglomerati del verrucano lombardo, si instaura un'ampia piattaforma marina, sulla quale si depositano marne (calcari misti ad argille), arenarie, dolomie oolitiche e soprattutto siltiti, caratterizzate da faune di mare basso. Tutti questi litotipi vengono compresi nel Servino, una delle poche formazioni triassiche che si ritrova generalmente a nord della linea Valtorta-Valcanale nella zona delle anticlinali orobiche. Questa formazione ospita le importanti mineralizzazioni di tipo sideritico (carbonato di ferro) presenti nella zona di Schilpario e più limitatamente in alta Valle Seriana.

Alla fine dello Scitico in tutta la zona lombarda si verifica un'importante regressione, che produce la formazione di piccoli bacini chiusi, in parziale comunicazione col mare; all'interno di questi si depositano in clima arido, per effetto di deposizione chimica legata alla forte

evaporazione delle acque, dolomie, gessi, carniole e anidriti, raggruppate nella formazione della Carniola di Bovegno. Caratteristiche sono le Anidriti di Costa Volpino, appartenenti a questa formazione e denominate «bardiglio di Bergamo», il cui utilizzo industriale per la preparazione di gessi da presa è noto da alcuni secoli.

Al confine con il Bresciano si sviluppano contemporaneamente alcuni banchi dolomitici di ambiente peritidale (Dolomie di Elto).

Con il Triassico medio, il livello del mare si approfondisce nuovamente in tutta l'area, dando luogo alla formazione di bacini a sedimentazione carbonatica, sviluppatasi al di sotto del livello di marea (subtidali) e rappresentati dai sedimenti presenti nel Calcare di Angolo.

Nella parte superiore dell'Anisico si depositano invece sedimenti di mare più profondo, di composizione calcareo marnosa, costituenti il Calcare di Prezzo (il cosiddetto marmo «nero venato» è costituito da questi litotipi), ricca di faune di mare aperto (ammoniti).

All'inizio del Ladinico si identificano grandi banchi carbonatici, separati da bacini allungati in direzione E-O, comunicanti tra loro attraverso passaggi trasversali. Nelle zone bacinali la sedimentazione è di tipo carbonatico-silicea (Formazione di Buchenstein) con intercalazioni di livelli tufitici, per divenire successivamente di tipo terrigeno con le arenarie e le marne della Formazione di Wengen. Si tratta in genere, per quanto riguarda questi ultimi litotipi, di depositi risedimentati da correnti di torbida nel fondo dei profondi solchi che bordano le piattaforme carbonatiche.

Spettacolari passaggi tra piattaforma e bacini sono visibili lungo il versante nord della Presolana o nella zona del Pizzo Camino. Nella Val di Scalve è presente pure una formazione di tipo argillitico (argilliti di Lozio), paragonabile come età e significato al Wengen del settore sinistro-occidentale. Nelle zone di alto si sviluppano piattaforme carbonatiche di vastissime dimensioni, in parte biocostruite da organismi corallini, che raggiungono in alcuni punti spessori di 500 metri.

Sono i litotipi che costituiscono il calcare di Esino; di queste rocce sono costituiti i massicci carbonatici del Pizzo Camino-Cimone della Bagozza, Presolana-Ferrante, Arera-Secco e Pegherolo-Secco, formanti il netto gradino morfologico allineato a sud della linea Valtorta-Valcanale.

Con l'inizio del Carnico si sviluppa, al di sopra della piattaforma dell'Esino, un ambiente di piattaforma carbonatica prossima alla linea di marea (piattaforma intertidale), testimoniata dai banchi carbonatici del Calcare di Breno. In questa formazione sono contenute le importanti mineralizzazioni a galena, smithsonite, barite e fluorite della zona della Presolana. Localmente si sviluppano pianure con praterie algali (calcare metallifero bergamasco), altrettanto ricche di mineralizzazioni utili.

A sud di questi bacini sono presenti, invece, importanti apparati deltizi vulcanoclastici (Arenarie di Valsabbia), derivanti dallo smantellamento di una dorsale vulcanica situata nell'attuale zona padana, che sbarrano i precedenti bacini.

Le scogliere carbonatiche sopravvivono solo nella zona più settentrionale. Nell'area intermedia si sviluppano lagune a sedimentazione calcareo-marnosa rappresentate dalla formazione di Gorno riccamente fossilifera. Anche in queste ultime rocce sono ospitate alcune tra le mineralizzazioni a piombo e zinco più importanti dell'area bergamasca, oggetto di attività mineraria già dall'Impero Romano nei distretti di Gorno e Dossena.

Alla fine del Carnico si chiude il secondo ciclo sedimentario Triassico, con la deposizione delle arenarie, argilliti e dolomie evaporitiche della Formazione di San Giovanni Bianco, testimonianti un ambiente di piana alluvionale e di laguna evaporitica, con formazione di rocce per fenomeni di precipitazione chimica (gessi e dolomie).

Alla fine del Carnico e, in modo più marcato durante l'inizio del Norico, si imposta, al di sopra delle piane alluvionali del San Giovanni Bianco, un'estesissima piattaforma carbonatica (dolomia principale), che ricopre in modo uniforme tutta la zona sudalpina.

L'ambiente è di piattaforma prevalentemente di tipo interno, caratterizzata da cicli di sedimentazione peritidale e dallo sviluppo di praterie algali. Questa formazione è presente in tutta la fascia centro-meridionale della provincia e costituisce i rilievi dolomitici del Farno, Alben, Cancervo-Venturosa, Zuccone e Resegone. Nella parte superiore della formazione si identificano alcuni profondi bacini orientati N-S, nei quali si depongono sedimenti asfittici di ambiente lagunare e brecce costituenti il Gruppo dell'Aralalta, comprendente a sua volta le Dolomie Zonate e il Calcare di Zorzino. Localmente i depositi formati in questi bacini raggiungono spessori superiori ai 1.000 metri e testimoniano quindi una intensa fase di subsidenza legata all'inizio dei processi di distensione (rifting), che si sviluppano poi in modo ancora più spinto nel corso del Giurassico.

Nei sedimenti appartenenti allo Zorzino sono contenuti i noti giacimenti fossiliferi di Cene, Zogno e Ponte Giurino, nei quali sono state rinvenute numerosissime specie di pesci e di rettili sia terrestri che marini, alcuni dei quali si trovano esposti nel Museo di scienze naturali di Bergamo. Ricordiamo tra le specie più famose l'*Eudimorphodon Ranzii*, rettile volante, il *Saurichtis*, rettile marino di dimensioni metriche, ecc.

Alla fine del Retico l'articolata topografia testimoniata dalla Dolomia Principale e dal Gruppo dell'Aralalta viene completamente uniformata dalle successioni terrigene dell'Argillite di Riva di Solto e in seguito da successioni marnoso-calcaree del Calcare di Zu, formatesi in ambienti tipicamente lagunari a circolazione ristretta. Nella parte alta del Calcare di Zu sono presenti alcuni spessi banchi carbonatici costituiti da piccole scogliere coralline, che preludono a un ritorno delle condizioni di sedimentazione carbonatica della fine del Triassico. Infatti, alla fine del Retico, si sviluppano nuovamente le piattaforme in tutta l'area, rappresentate da un sottile banco bioclastico e oolitico, costituente la Dolomia a Conchodon.

Giurassico

I sedimenti depositi durante il Giurassico fanno parte di un unico grande ciclo sedimentario che si conclude nel successivo Cretacico. Durante questo periodo i fenomeni di

assottigliamento crostale e di distensione raggiungono il loro apice, provocando un notevole abbassamento del fondo marino. La subsidenza è quindi ancora più intensa che nel Triassico, ma, mentre durante quest'ultimo la profondità è quasi sempre scarsa, nel Giurassico i fondali si approfondiscono in modo più marcato, in quanto i tassi di sedimentazione diminuiscono notevolmente.

Un altro carattere del tutto peculiare è dato dalla presenza di zone a forte subsidenza (fosse tettoniche) e da zone di alto con successioni condensate e lacunose di scarsa potenza. Note in letteratura sono la fossa del Monte Generoso, situata nel Comasco, e la fossa Sebina al limite con la zona bresciana, tra le quali sono state identificate zone di alto strutturale, quali il Plateu dell'Albenza e l'alto di Monte di Nese. Caratteristiche di questo periodo sono, inoltre, le faune ad ammoniti, testimoniando un ambiente di mare aperto (ambiente pelagico) e la diffusione di selce. È di questo litotipo del Giurassico che sono costituite le «pietre coti», largamente utilizzate per affilare lame e coltelli di ogni genere.

Mentre i depositi del Triassico occupano arealmente una vasta porzione della catena orobica, i sedimenti giurassici affiorano in una stretta fascia verticalizzata dai processi tettonici, situata a ridosso della flessura frontale della catena. Al pari del Triassico, anche il Giurassico è suddiviso in tre sottosistemi: Lias, Dogger e Malm.

La base del Giurassico è caratterizzata dalla deposizione del Calcare di Sedrina, costituito da calcari selciferi ben stratificati con banchi ad ostreidi, che indicano un progressivo approfondimento della piattaforma oolitica della Dolomia a Conchodon. Durante il Lias i tassi di sedimentazione rimangono molto elevati nelle fosse, come testimoniato dallo spessore delle soprastanti formazioni del Gruppo del Medolo, includente il Calcare di Moltrasio e il Calcare di Domaro. Anche queste formazioni sono rappresentate da calcari e calcari marnosi ben stratificati con nodali di selce, con ricche faune ad ammoniti ed echinodermi. In molte località si possono osservare caratteristiche strutture di tipo torbiditico, brecce e livelli deformati da attività tettonica sinsedimentaria di tipo distensivo.

Nel corso del Lias medio-superiore si sviluppano le successioni condensate del Rosso Ammonitico Lombardo, con una notevole diminuzione degli apporti argilloso-arenacei presenti all'inizio del Lias. La formazione è composta da marne di colore rossastro e calcari rosati di aspetto nodulare, ricchi di ammoniti, spesso mal conservate a causa dei fenomeni di dissoluzione sottomarina dei carbonati, che si iniziano a manifestare già nel Lias. Sugli alti strutturali si depongono invece successioni sempre più lacunose e condensate, con argille glauconitiche e «hard grounds» (letteralmente: suoli duri), tipici crostoni che si formano sotto il livello del mare in aree dove i tassi di sedimentazione sono molto bassi.

Con il Dogger si assiste alla deposizione di una delle formazioni più caratteristiche del Giurassico, quella delle Radiolariti, costituita da fanghi derivanti dall'accumulo di microrganismi planctonici a scheletro siliceo, chiamati radiolari.

La formazione comprende una sequenza di selci rosse e verdi purissime, che venivano cavate per uso industriale.

L'interpretazione del significato ambientale di questi depositi è tuttora controversa e incerta, in quanto non si è ancora in grado di ricostruire con esattezza le condizioni paleo-ambientali dei mari giurassici.

Alcuni autori ritengono che la deposizione delle Radiolariti sia da riferire ad un aumento dell'attività organica per effetto di correnti di risalita di acque profonde ricche di nutrienti, in analogia con i fenomeni che si manifestano lungo le coste pacifiche del continente americano; altri ritengono che la silice sia aumentata a causa del forte vulcanismo sottomarino che ha accompagnato i processi di apertura dell'oceano della Tetide. È comunque molto probabile che le radiolariti si siano deposte al di sotto della superficie di compensazione dei carbonati.

La superficie di compensazione dei carbonati rappresenta il livello al di sotto del quale si sciolgono i carbonati, sia i cristalli di calcite che quelli di aragonite; attualmente tale superficie è localizzata a circa 4.000 metri di profondità.

Probabilmente tutte le cause citate hanno contribuito alla formazione di tali depositi, anche se non è possibile stabilire con precisione quale tipo di circolazione oceanica fosse allora attiva e quali fossero le caratteristiche chimico-fisiche del mare giurassico.

Nel Malm la sedimentazione è caratterizzata dalla ricomparsa dei litotipi marnoso-carbonatici, costituiti dalle marne rosso mattone della formazione del rosso ad aptici, ancora molto ricche di selce. La presenza dei soli aptici (opercoli di ammoniti), costituiti da materiale calcitico, indica che ci si trova ancora al di sotto della superficie di compensazione dell'aragonite (forma cristallina rombica del CaCO_2), della quale erano costituiti i gusci delle ammoniti. La ricomparsa di materiale calcitico è dovuta probabilmente all'approfondimento delle superfici di compensazione dei carbonati.

La fine del Giurassico è caratterizzata in tutta la Lombardia dalla sedimentazione di un fango calcitico, costituito in questo caso da microrganismi ad esoscheletro carbonatico ora estinti: i tintinnidi.

L'ambiente è di mare molto aperto, probabilmente non lontano da zone emerse, in quanto abbondano i resti di frustoli vegetali. La formazione costituita da questi calcari bianchi a grana fine è denominata maiolica, per il suo tipico aspetto porcellanaceo. Restano ancora abbondanti i noduli di selce derivanti da organismi a scheletro siliceo.

Cretacico e Paleogene

Durante il Cretacico si iniziano a sviluppare i processi orogenici che porteranno alla formazione della catena alpina. Nella zona a nord della linea insubrica si verificano in questo periodo i primi fenomeni di subduzione, con la formazione di un prisma di accrezione tra il margine europeo e quello africano. Tipiche di questo evento sono le condizioni di metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura registrate nelle Alpi occidentali.

Per quanto riguarda il sudalpino, mentre fino a poche decine di anni fa si pensava che l'orogenesi avesse coinvolto questa zona più tardivamente, negli ultimi anni sono state

riconosciute testimonianze di eventi compressivi di notevole importanza, contemporanei alle fasi collisionali evidenti più a nord.

Le rocce sedimentatesi nel bacino lombardo testimoniano la formazione di una avanfossa, cioè di un bacino formatosi al fronte di una zona in cui si stanno impilando sovrascorrimenti. La subsidenza del bacino è infatti prodotta dal carico litostatico prodotto dall'ispessimento crostale provocato da tali processi.

Si formano così le tipiche successioni flyschiodi, costituite da depositi per lo più torbiditici provenienti dal rimaneggiamento di materiali erosi dalle zone più interne in sollevamento.

Le correnti di torbida accumulano questi sedimenti al piede della scarpata continentale in seguito a franamenti lungo la scarpata stessa, formando ampie conoidi costituite da materiale arenaceo-argilloso e limitatamente conglomeratico. I fenomeni di instabilità sismica prodotti dagli stessi eventi orogenici sembrano giocare un ruolo importante all'interno di questi particolari processi di sedimentazione.

Molti di questi depositi derivano pure dall'erosione di zone di alto ancora presenti nel bacino lombardo, come è possibile osservare dal tipo di clasti contenuti in tali successioni.

L'inizio del Cretacico è caratterizzato dalla prosecuzione della sedimentazione dei fanghi calcarei che costituiscono la Maiolica. Verso la parte alta del Cretacico inferiore, questo tipo di sedimentazione è interrotto da un episodio di stagnazione sviluppatosi a scala mondiale, durante il quale si depongono orizzonti a «black shales» (argille nere) ricchi di materia organica. Sono i litotipi che, unitamente a marne di colore grigio, verde e rosso, costituiscono le Marne di Bruntino. Già durante la deposizione di questa unità si manifestano i primi fenomeni di deposizione di tipo torbiditico, che si sviluppano poi per tutto il Cretacico superiore.

Il primo corpo sedimentario torbiditico di grandi dimensioni è rappresentato dalla Formazione del Sass della Luna, la cui denominazione si riferisce al termine dialettale «sass de luna», indicante indifferentemente tutti i calcari marnosi di colore giallo cinereo facilmente sfaldabili. Si tratta di una potente successione di torbiditi della fine del Cretacico inferiore, indicanti una riorganizzazione della geometria dei bacini sedimentari, da direttrici N-S a direttrici E-O parallele alla catena in formazione. Anche gli alti tassi di sedimentazione, testimoniati da questa successione, indicano un notevole aumento dei processi di subsidenza.

Con l'inizio del Cretacico superiore si ritrovano i primi flysch silicoclastici (ricchi di materiali silicei), alimentati cioè da zone in erosione situate al di fuori del bacino stesso, come testimoniato dalla presenza di clasti di minerali metamorfici formati durante le fasi orogenetiche del Cretacico inferiore nel settore delle Alpi occidentali. Inoltre, la presenza di troncature erosionali e di discordanze suggerisce l'esistenza di una forte attività tettonica sinsedimentaria, testimoniata anche da franamenti di cospicue dimensioni presenti nei flysch del Cenomaniano (inizio del Cretacico superiore).

Al di sopra dei depositi cenomaniani si depone una complessa sequenza di torbiditi arenaceo-pelitiche e marnose, separata nella zona centrale del bacino cretacico da un secondo

orizzonte a «black shales». Il principale corpo sedimentario formatosi in questo periodo è dato dal Flysch di Pontida e dal coevo Flysch di Colle Cedrina. Nel Coniaciano si diffondono ancora arenarie di composizione silicoclastica, alimentate da una zona situata a est.

Questi litotipi arenacei sono stati e vengono tuttora utilizzati ampiamente nell'edilizia, come indicato dai numerosi antichi palazzi di Bergamo alta, costruiti in gran parte con queste arenarie ricche di materiale siliceo e di colore grigio-verdastro.

Orizzonti conglomeratici, noti come Conglomerato di Sirone, separano l'Arenaria di Sarnico dai soprastanti Flysch di Bergamo e dalla Pietra di Credaro, entrambi del Campaniano.

Il Conglomerato di Sirone è costituito da ciottoli provenienti da settori sicuramente posti a nord e indica un netto trasporto da nord verso sud, attivo per la prima volta durante il Cretacico nella parte occidentale della Bergamasca.

Il Flysch di Bergamo e la Pietra di Credaro, entrambi di età Campaniana, sono costituiti da arenarie silicee e calcaree provenienti sempre da zone situate sia a est che a ovest, come indicato ancora una volta dalla presenza di frammenti di minerali di alta pressione, quali ad esempio il glaucofane, proveniente da settori alpini.

La sequenza affiorante è chiusa a tetto da unità bacinali della fine del Cretacico e del Paleogene, anch'esse di tipo torbiditico e pelagico, costituite da arenarie di piattaforma risedimentate e intercalate a fanghi rossi e grigi (piano di Brenna e formazione di Tabiago), che affiorano limitatamente nella parte più occidentale della provincia.

Neogene e Quaternario

Le successioni rocciose depostesi durante il Miocene non si ritrovano mai in affioramento nel territorio bergamasco. In analogia con le sequenze affioranti nelle zone limitrofe, i sedimenti di questo periodo testimoniano il procedere dei movimenti orogenici che sembrano terminare nel Miocene superiore. L'evoluzione pliocenica e quaternaria verrà trattata più avanti.

b) La suddivisione strutturale del settore orobico delle alpi meridionali

L'associazione e la geometria delle strutture tettoniche riconosciute nel settore Bergamasco del sudalpino consente di suddividere in modo schematico il territorio bergamasco nelle seguenti zone.

Zona del basamento orobico

Questo settore è compreso tra il fianco destro idrografico della Valtellina e la linea orobica; quest'ultima, avente direzione circa E-O, attraversa il crinale orobico nei pressi del passo di San Marco e di Foppolo, proseguendo poi per l'alta Val Seriana nella zona del Rifugio Curò. Questo settore, pur appartenendo strutturalmente alla catena orobica, risulta quasi

interamente al di fuori della provincia di Bergamo, estendendosi principalmente lungo il versante settentrionale delle Orobiche, che appartiene alle province di Sondrio e di Como.

La zona è principalmente costituita dai litotipi appartenenti al basamento cristallino metamorfico, sovrascorsi durante l'orogenesi alpina verso sud al di sopra della copertura sedimentaria lungo la linea orobica e le sue vicarianti, tra le quali si ricorda principalmente la linea del Porcile. Lungo queste faglie si sono verificati, successivamente, anche movimenti trascorrenti associati all'attività della linea insubrica.

A queste strutture principali sono associati sovrascorrimenti minori e sistemi pervasivi di pieghe aperte di tipo angolare, orientate circa E-O. La deformazione alpina provoca, dunque, solo un debole ripiegamento delle strutture tettoniche di tipo duttile presenti nel basamento metamorfico già intensamente deformato in precedenza, senza che si verifichi metamorfismo.

In questo settore sono stati riconosciuti due principali eventi deformativi di età precedente a quella dell'orogenesi alpina, avvenuti nel Paleozoico superiore durante l'orogenesi ercinica. Le due fasi risultano entrambe caratterizzate da formazione di pieghe molto strette, sviluppatasi in condizioni di pressione e temperatura elevate. Durante la fase più antica si sono raggiunte pressioni superiori ai 4,5 kbar e temperature di 530° (facies anfibolitica), con formazione di associazioni mineralogiche a cianite, staurolite, granato e biotite; durante l'evento più recente si è verificata retrocessione delle condizioni metamorfiche con formazione di minerali quali albite, clorite e sericite (facies scisti verdi).

Zona delle anticlinali orobiche

Questo settore è situato a sud della zona descritta precedentemente ed è delimitato a nord dalla linea orobica e a sud dalla linea Valtorta-Valcanale, anch'essa orientata E-O. Quest'ultima rappresenta un piano di faglia immergente ripidamente verso sud, al di sopra del quale si ritrovano accavallate un insieme di unità tettoniche costituite da rocce di età triassica.

Il settore è caratterizzato dalla presenza di grandi pieghe di tipo anticlinalico di dimensioni chilometriche con asse E-NE/O-SO, tra le quali ricordiamo da ovest verso est: l'anticlinale orobica, l'anticlinale Trabuchello-Cabianca e l'anticlinale di Cedegolo, la cui parte occidentale appartiene ancora al territorio bergamasco.

Queste anticlinali sono costituite da basamento cristallino, dalla soprastante copertura sedimentaria di età permiana, comprendente la formazione di Collio, il verrucano lombardo e occasionalmente dal servino, quest'ultimo del Trias basale. Unica eccezione è costituita dalla presenza di una successione del Trias inferiore-medio, direttamente sovrapposta al Permiano, che costituisce il massiccio del Monte Secco-Pegherolo, la cui interpretazione è ancora attualmente controversa.

Dal punto di vista strutturale sono presenti pieghe e un insieme di sovrascorrimenti embricati ad andamento E-O e E-NE/O-SO. La struttura anticlinalica è ben visibile soprattutto nella zona Seriana del lago Nero-lago d'Aviasco e lungo il versante settentrionale della Val di Scalve, che rappresenta il fianco meridionale dell'anticlinale di Cedegolo.

Nel settore più occidentale della Bergamasca, coincidente con la zona di Foppolo, le anticlinali hanno assetto più complesso, assumendo un andamento a sovrascorrimenti embricati, ben esposto tra il passo di San Simone e il Passo di Porcile.

Analoghe complessità strutturali si ritrovano nella parte più profonda della struttura esposta in alta Val Seriana tra Valbondione e il lago del Barbellino, dove, lungo la testata della valle, si possono osservare piani di sovrascorrimento di notevole importanza.

A questo settore strutturale appartengono i principali rilievi orobici, comprendenti il Diavolo di Tenda, i Pizzi di Coca, Scals, Redorta, Recastello e Tre Confini, costituiti prevalentemente dalle rocce appartenenti alla formazione di Collio. È in questa zona che sono stati scoperti in alta Val Seriana i principali giacimenti di uranio.

Zona centrale a sovrascorrimenti sradicati

Questo settore si sviluppa tra le anticlinali orobiche e la zona della dolomia principale ed è delimitato a nord dalla linea Valtorta-Valcanale e a sud dalla faglia di Clusone, dal sovrascorrimento dell'Alben e dalla sua prosecuzione verso nord lungo il sistema di faglie sviluppate sul versante destro idrografico della Valle Brembana.

La principale caratteristica di questa zona è di essere costituita da una successione di sovrascorrimenti embricati costituiti da unità del Triassico inferiore-medio e della base del Triassico superiore, comprese cioè tra i due principali livelli di scollamento, rappresentati dalla carniola di Bovegno e dai gessi del San Giovanni Bianco. A nord questa successione di sovrascorrimenti ricopre il fianco meridionale delle anticlinali orobiche con un contatto pseudo-stratigrafico immergente ripidamente a sud (linea Valtorta-Valcanale), che ha costituito uno dei punti più problematici nell'interpretazione dell'evoluzione tettonica della catena; a sud e a ovest la zona di affioramento di tale settore è ricoperta invece dalla dolomia principale con un contatto subverticale lungo la faglia di Clusone e con un piano suborizzontale immergente debolmente a sud nella zona occidentale.

La struttura di questa zona è caratterizzata dalla duplice o triplice ripetizione delle unità carbonatiche del Triassico, che costituiscono una serie di sovrascorrimenti completamente sradicati con piani generalmente inclinati verso sud. Anche in questa zona le pieghe formatesi per trascinamento lungo i piani di movimento indicano un generale movimento delle unità in direzione meridionale.

Notevoli differenze in direzione est-ovest sono riscontrabili nell'assetto strutturale regionale; mentre nel settore centro-occidentale le unità tendono a immergersi a sud al di sotto della dolomia principale, nella zona orientale i fronti meridionali sovrascorrono invece al di sopra della dolomia principale. Nel settore della Presolana, inoltre, sono state recentemente identificate delle brecce di probabile età «Neogenica», che risultano coinvolte nei movimenti tettonici verificatisi lungo questo limite strutturale, che indicherebbe una sua attività in periodi relativamente recenti (Miocene).

Anche all'interno di questa zona sono presenti linee trasversali orientate circa N-S, come la faglia del Grem, lungo le quali si sono verificati prevalentemente movimenti di tipo trascorrente. Alcune recenti datazioni radiometriche di filoni andesitici (64 milioni di anni), che attraversano i piani di sovrascorrimento qui presenti, indicano che per lo meno alcuni dei più importanti sovrascorrimenti sono avvenuti già durante il Cretacico.

Sembra che in questo settore il raccorciamento non sia inferiore al 100% e cioè, a partire da una sezione, per esempio, di 100 chilometri, si ottiene dopo l'orogenesi una sezione di lunghezza inferiore ai 50.

Nella zona centrale sono presenti i principali rilievi prealpini carbonatici della Bergamasca centrale, quali il Pizzo Camino, il massiccio della Presolana-Ferrante e la costiera Secco-Arera. Grazie alle particolari condizioni di affioramento, in molti punti è possibile osservare la tipica struttura a sovrascorrimenti embricati qui sviluppatasi.

Alcuni begli esempi riferibili a questo particolare stile tettonico sono visibili nell'alta Valzurio, dove l'azione erosiva dei ghiacciai quaternari ha messo a nudo le strutture della Presolana. Analogamente, anche nella zona dell'Arera-passo Branchino, sono ben esposte le duplicazioni o triplicazioni tettoniche formatesi a sud della linea Valtorta-Valcanale.

Zona centro-meridionale della Dolomia Principale

Questo settore è caratterizzato dalla presenza pressoché continua di un potente piastrone carbonatico costituito dalla dolomia principale del Triassico superiore e subordinatamente dai sedimenti del Triassico terminale. La struttura tettonica è influenzata in modo molto netto da questa imponente successione di carbonati, le cui particolari caratteristiche meccaniche la rendono un livello tettonico ben definito che sviluppa strutture del tutto caratteristiche.

A nord i limiti coincidono con quelli del settore precedentemente descritto ad eccezione della parte più occidentale, dove la dolomia principale si sovrappone direttamente alle unità delle anticlinali orobiche. Nella Valtorta, ad esempio, nei pressi di Ornica si può osservare in modo molto chiaro il contatto tettonico tra le due unità.

Mentre nel settore-centro orientale non si ritrovano mai rocce più antiche del Triassico superiore, nella parte occidentale, in alta Val Taleggio, affiorano alcuni lembi isolati di sovrascorrimenti formati dall'Esino e dall'Angolo del Triassico medio, che costituiscono le cosiddette «klippen» del Bruco e del Sodadura.

Anche in questo settore sono presenti importanti raddoppi tettonici che duplicano lo spessore della dolomia principale, ben esposti soprattutto nella zona della Val Borlezza e in Val Brembana.

A causa della sua notevole rigidità, la dolomia principale è segmentata da sistemi di faglie trascorrenti orientati principalmente NE-SO, N-S e NO-SE presenti nella zona del Monte Cavlera, tra Selvino e Albino e a sud di San Pellegrino nei pressi di Catremerio. Nella zona del Monte Cavlera queste faglie trascorrenti hanno rimobilizzato una precedente struttura

distensiva orientata N-S, responsabile del ribassamento delle successioni giurassiche affioranti sul Monte Rena.

A sud il settore è delimitato dal fronte meridionale della dolomia principale, ben esposto con notevoli complicazioni locali tra Albino e Zogno, mentre a est ed a ovest il limite appare meno chiaro. Notevoli raddoppi sono presenti nel settore occidentale al confine con il Lecchese, dove i sovrascorrimenti del Resegone e della Corna delle Camozzere ricoprono una successione del Triassico superiore e Giurassico inferiore relativamente poco deformata.

L'età delle deformazioni avvenute in questo settore è, almeno in parte, più recente rispetto alla zona settentrionale, in quanto sono stati osservati dicchi porfirite dislocati da sovrascorrimenti e faglie trascorrenti, mentre nelle zone situate a nord gli stessi sistemi di filoni non sono stati deformati successivamente alla loro messa in posto.

In tale settore, inoltre, questo tipo di manifestazioni magmatiche, quali intrusioni di dicchi sia verticali che orizzontali e di piccoli corpi magmatici, sono molto diffuse. Si ricordano le porfiriti di Belloro, di Gaverina, il piccolo ammasso di Gandino e Barzizza, attorno al quale sono ben sviluppati effetti termometamorfici con formazione di granati e i filoni ampiamente sviluppati nella zona di San Pellegrino, connessi questi ultimi, con tutta probabilità, a un piccolo corpo intrusivo. Mentre queste manifestazioni venivano precedentemente associate nel tempo al magmatismo dell'Adamello (30-40 milioni di anni), alcune recenti datazioni radiometriche effettuate su campioni provenienti dalla zona di Gandino sembrano indicare un'età più antica (50 milioni di anni circa).

I principali rilievi montuosi presenti in questo settore sono rappresentati dal Monte Resegone, dall'Aralalta-Monte Zuccone, dal Monte Cancervo-Venturosa, dai massicci dell'Alben e dal Resegone.

Settore frontale

Questa zona comprende la parte frontale affiorante della catena sudalpina. Le strutture principali formano tre fasce parallele costituite rispettivamente da nord a sud da:

- un allineamento di pieghe di tipo anticlinalico (anticlinale dell'Albenza e del Bronzone) con il fianco meridionale verticale o rovesciato, costituite da una successione che va dal Triassico superiore al Cretacico inferiore (flessura frontale auct.);
- due grandi anticlinali molto aperte: l'anticlinale di Zandobbio e l'anticlinale del Monte Canto;
- una successione di pieghe in parte rovesciate, costituite prevalentemente dalle successioni cretache, che si immergono al di sotto della pianura padana.

Le pieghe del settore più settentrionale sembrano essere connesse alla presenza in profondità di sovrascorrimenti, che raddoppiano la dolomia principale. Le grandi pieghe visibili in superficie sono dunque legate all'inarcamento prodotto da queste strutture.

Anche in questa zona faglie trascorrenti orientate N-S, sviluppate lungo il Brembo e a ovest dell'anticlinale dell'Albenza interrompono lateralmente la continuità delle strutture. Per quanto concerne i sedimenti presenti in questo settore, a causa della mancanza di un raffronto diretto con successioni di età più recente, si può solamente affermare che le strutture si siano formate successivamente al Cretacico. Nella provincia di Bergamo non affiorano infatti successioni di età compresa tra l'Eocene e il Miocene superiore.

Dal confronto con i dati del sottosuolo padano e con le successioni affioranti in aree contigue alla Bergamasca, sembra che questo settore si sia deformato, almeno in parte, più tardivamente e sia stato coinvolto nelle fasi tardo-Oligoceniche e Mioceniche registrate lungo il margine meridionale della catena.

Sottosuolo padano

Le strutture della catena sudalpina, come precedentemente ricordato, proseguono in profondità sotto i sedimenti plio-quadernari della pianura padana.

Gli elementi geologici noti, di seguito presentati, derivano essenzialmente da dati di fonte AGIP pubblicati nell'ultima decina di anni. Sia i caratteri stratigrafici che i dati strutturali sono stati ricostruiti attraverso l'interpretazione integrata di dati geofisici e geologici, ricavati da rilievi gravimetrici e magnetometrici, dall'interpretazione di linee sismiche e dai risultati delle perforazioni profonde effettuate.

Vengono distinti tre principali livelli:

- **basamento magnetico:** questo comprende il basamento cristallino e le successioni vulcaniche pre-Triassiche delle Alpi meridionali, confrontabili con quelle attualmente affioranti. Nel settore bergamasco il basamento sembra essere radicato ed è situato a una profondità inferiore ai 5 chilometri;
- **copertura mesozoica:** anche in questo caso la successione mesozoica, costituita per lo più da unità carbonatiche a stratificazione massiccia, risulta paragonabile e simile a quella affiorante nelle Alpi meridionali. Lo spessore ricavato dalle linee sismiche e dai carotaggi risulta pari a circa tremila metri, nettamente inferiore agli spessori rilevabili in affioramento. Dal punto di vista strutturale questa copertura partecipa alle strutture che coinvolgono il basamento sottostante, risultando scollata e più volte ripetuta a formare un insieme di sovrascorrimenti embricati probabilmente interposti tra scaglie di basamento. Sembra che anche in questo settore il raccorciamento non sia inferiore al 100%.
- **successione terrigena cenozoica:** in questa successione vengono incluse tutte le successioni di età compresa tra il Paleocene e il Pliocene. Tali sequenze, praticamente non affioranti in Bergamasca, sono paragonabili a quelle presenti in affioramento nel Bresciano e nel Comasco, denominate scaglia e gonfolite lombarda. Sono state identificate due principali successioni: la prima di età Paleocene-Miocene medio, fortemente deformata e scollata dalle sottostanti unità mesozoiche; la seconda di età variabile tra il Miocene superiore e il Pliocene, poco deformata e

discordante dalla precedente, che risulta leggermente tiltata verso sud a costituire la monoclinale pedealpina.

L'analisi delle strutture presenti nel sottosuolo padano indica quindi che la catena prosegue in profondità al di sotto della copertura più recente e che lungo il margine di questa, nel sottosuolo bergamasco, l'età delle ultime deformazioni compressive è miocenica, in quanto risultano coinvolte dai sovrascorrimenti sequenze sedimentarie del Miocene medio.

c) L'evoluzione strutturale del territorio

Dopo aver esposto in modo analitico sia l'associazione delle strutture tettoniche presenti nella provincia di Bergamo, che la complessa evoluzione dei bacini sedimentari nei quali si sono formate le rocce che costituiscono la catena orobica, è ora possibile compiere una sintesi di tutti i dati presentati, riassumendo in breve l'evoluzione strutturale di questo settore delle Alpi meridionali.

Ricordando che tale catena è il prodotto dei fenomeni della collisione tra placca europea e africana, verranno presentate le varie tappe attraverso le quali si è strutturata la catena orobica.

Evoluzione pre-alpina

L'analisi strutturale e petrografica del basamento cristallino ha permesso di identificare due eventi metamorfici di età prealpina, entrambi riferibili all'orogenesi ercinica, sulla base di datazioni assolute di tipo radiometrico dei minerali formatisi durante tali processi.

La fine del ciclo orogenico ercinico o varisico, sviluppatosi nel corso del Paleozoico superiore, è caratterizzato da fenomeni di transtensione, ossia dalla presenza concomitante di movimenti distensivi e trascorrenti. I sedimenti del Collio e in particolare la formazione del bacino di Carona in alta Val Brembana testimoniano l'intensità di questi eventi tardo-ercinici. La fine di questo ciclo deformativo è indicata dalla deposizione del verrucano lombardo del Permiano superiore, una potente successione di conglomerati proveniente dalle ultime fasi dello smantellamento della catena ercinica.

Evoluzione mesozoica

Il Mesozoico è caratterizzato, soprattutto durante il Triassico e il Giurassico, dai fenomeni di distensione che provocano l'apertura della Tetide e il relativo allontanamento dell'Europa dall'Africa. Alla fine del Mesozoico, durante il Cretacico inferiore, tali movimenti si invertono per dare inizio all'orogenesi alpina.

In questo ambiente distensivo si sono depositate le potenti successioni sedimentarie ben esposte nella Bergamasca centrale e rappresentate nel Triassico prevalentemente da depositi carbonatici di piattaforma e nel Giurassico da successioni di bacino profondo.

Nel Trias, oltre a fenomeni di distensione, caratterizzati dalla presenza di faglie normali, sono presenti strutture trascorrenti, attive soprattutto all'inizio del Carnico, durante l'inizio del Triassico superiore. A questa fase transtensiva è connessa, con tutta probabilità, l'attività vulcanica testimoniata dai prodotti di smantellamento della stessa, contenuti nelle formazioni di San Giovanni Bianco e dell'arenaria di Valsabbia. Il procedere della distensione si accentua in particolar modo durante il Norico, come indicato dagli studi effettuati sulla dolomia principale.

L'acme della distensione viene raggiunto nel Giurassico, periodo in cui il bacino lombardo raggiunge il massimo della profondità. Il fondale risulta articolato in alti strutturali e in zone depresse, allungate principalmente in direzione N-S. Questi fenomeni sono contemporanei alla fase di lacerazione crostale che più a nord provoca la formazione della crosta oceanica, che si ritrova attualmente nella zona più interna della catena alpina.

I fenomeni distensivi descritti provocano anche nella zona sudalpina un notevole assottigliamento della crosta continentale, che condiziona in parte anche la sua evoluzione nel corso della successiva orogenesi alpina. Inoltre, molte delle strutture N-S formatesi in questo periodo, verranno riattivate durante i processi compressivi con movimenti prevalentemente di tipo trascorrente, fungendo da zone di svincolo tra i sovrascorrimenti alpini.

Evoluzione neo-alpina

Durante il Cretacico si sono verificati i primi eventi compressivi dell'orogenesi alpina. Fino a pochi anni fa si riteneva che le Alpi meridionali, e quindi anche il territorio bergamasco, avessero occupato una posizione marginale rispetto alla catena alpina e che nel bacino lombardo arrivassero solamente i prodotti dello smantellamento della catena in formazione. Recentemente, nuovi studi sulle successioni sedimentarie del Cretacico e sulle strutture esposte nella catena hanno permesso di identificare anche in questo settore l'esistenza di fasi compressive. Le prove di questi eventi sono date dall'esistenza di sovrascorrimenti attraversati in discordanza da filoni dell'inizio del Paleocene (64 milioni di anni) e dalla presenza di un bacino allungato in direzione E-O al margine della catena, formatosi contemporaneamente all'impilamento di sovrascorrimenti durante l'evento compressivo cretacico, a causa del forte carico litostatico prodotti. È appunto in questo bacino profondo che si sono sedimentati i cosiddetti «flysch» cretacici connessi a trasporto di tipo torbiditico, affioranti nella porzione collinare della nostra provincia.

Evoluzione meso-alpina

Mentre in precedenza si riteneva che la maggior parte dei sovrascorrimenti sudalpini diretti verso sud si fosse formata durante questa fase, ora si è visto che probabilmente alcune di queste strutture sono più antiche. Allo stato attuale delle conoscenze non è ancora possibile separare le strutture formatesi durante queste due differenti fasi compressive. L'evento

meso-alpino è tuttavia ben documentato al di fuori delle Alpi meridionali e sembra avere il suo acme tra i 43 e i 35 milioni di anni.

Inoltre, verso est, molte delle principali strutture della catena orobica sono troncate, al di fuori dei confini geografici della provincia, dall'intrusione dell'Adamello, datata tra 40 e 30 milioni di anni, anche se, come precedentemente ricordato, non è possibile stabilire se siano riferibili alle fasi eo o meso-alpine. A questo evento potrebbero essere tentativamente riferiti alcuni dei sovrascorrimenti enucleatisi a livello della dolomia principale, in quanto, nel settore occupato da tale formazione, alcuni filoni di 50 milioni di anni sono dislocati da strutture importanti. Ma anche in questo caso non è ancora possibile affermare se queste strutture siano legate alla fase meso o neoalpina.

Evoluzione neo-alpina

Un'ulteriore fase tettonica si realizza tra 29 e 10 milioni di anni ed è caratterizzata da ampi fenomeni traslativi e da un generale sollevamento della catena. Questa fase sembra essere legata essenzialmente a grandi dislocazioni trascorrenti avvenute lungo la linea Insubrica. Tale fase è chiaramente espressa lungo il bordo pedemontano e nel sottosuolo padano, dove i sovrascorrimenti dislocano le successioni del Miocene superiore. Durante questo periodo la zona frontale della catena orobica si affacciava ancora su un profondo bacino marino, nel quale si accumulavano, con modalità paragonabili a quelle riconosciute nel Cretacico, potenti successioni sedimentarie di tipo clastico, ora sepolte sotto i sedimenti più superficiali della pianura, che vengono progressivamente coinvolte dai movimenti di accavallamento.

All'interno della catena orobica poche sono le testimonianze sicure di questa fase. Esistono strutture deformative che dislocano alcuni filoni di porfiriti datate 50 milioni di anni circa, ma, come precedentemente ricordato, le deformazioni potrebbero appartenere alla fase mesoalpina. Sulla base di analogie geometriche, alcuni autori ritengono, inoltre, che le anticlinali orobiche si siano formate durante questa fase. Un'ultima testimonianza di questo evento è rappresentata da una successione di brecce di ambiente subaereo, la cui età è ancora in fase di studio, affiorante poco a sud del Massiccio della Presolana. Sembra che questi sedimenti, formati con tutta probabilità durante il Neogene, siano stati deformati dai retroscorrimenti avvenuti nella dolomia principale lungo la faglia di Clusone in un'epoca prossima al Miocene.

A partire dal Pliocene l'evoluzione del settore orobico è dominata da movimenti di sollevamento generalizzato, causati dai fenomeni di riequilibrio isostatico attivi in tutta la catena alpina.

Da un punto di vista strutturale non è tuttavia da dimenticare la presenza di molte faglie prevalentemente a carattere distensivo e trascorrente, attive negli ultimi milioni di anni. A conferma di queste considerazioni è l'attività sismica del territorio bergamasco che, seppur caratterizzata da ricorrenze e intensità limitate, indica che i processi orogenici non si possono ancora considerare del tutto conclusi.

1.2.2. L'evoluzione postorogena del territorio bergamasco

Estratto da PTCP Provincia di Bergamo

L'assetto attuale del territorio bergamasco è il risultato dell'interazione tra lineamenti geologici strutturali, già presentati nel capitolo precedente, ed agenti esogeni che hanno modellato il paesaggio dopo l'emersione della catena alpina, cioè a partire dal Cenozoico superiore: le acque correnti, i ghiacciai, il vento, la forza di gravità, infatti, hanno scolpito profondamente il territorio, seguendo linee di debolezza preesistente (grandi lineamenti tettonici, fasce di rocce più facilmente erodibili). Le forme che noi oggi conosciamo riflettono quindi anche gli eventi climatici che si sono susseguiti negli ultimi milioni di anni.

La ricostruzione della storia geologica più recente è possibile attraverso l'analisi stratigrafica dei depositi sedimentari originati da tali agenti. Trattandosi però di sedimentazione in ambiente continentale il discorso è complesso: a differenza delle grandi distese marine, l'ambiente continentale mostra, infatti, un'estrema variabilità in spazi ristretti; ne consegue che i depositi risultano localizzati e discontinui, con variazioni improvvise di facies (l'insieme delle caratteristiche litologiche, di granulometria, e delle strutture che caratterizzano i sedimenti prodotti in un preciso ambiente). Si pensi ad esempio ad un tratto di solco vallivo, dove possono coesistere entro poche centinaia di metri un tratto fluviale con corrente a bassa velocità, in cui si depositano ghiaie a ciottoli arrotondati, una forra in cui le acque erodono i materiali ed un bacino lacustre in cui sedimenti, alla foce del torrente, il materiale grossolano eroso nella forra, e nelle porzioni più lontane e tranquille materiali fini, limosi e argillosi.

Entro tempi geologicamente brevi, inoltre, l'assetto di un tratto vallivo può cambiare radicalmente (si pensi ad un lago che si interra, come può essere il lago di Endine, o un corpo di frana che sbarra una valle creando un nuovo bacino lacustre), e fasi successive di erosione possono asportare parte delle testimonianze di un dato momento geologico. Lo spostamento nel tempo degli ambienti sedimentari e l'erosione portano così al formarsi di successioni sedimentarie discontinue, spesso incomplete, e molto diverse da un punto all'altro della valle, quindi difficilmente correlabili tra loro.

Le difficoltà di correlazione non possono essere attenuate ricorrendo ad una datazione precisa dei corpi stessi; come noto, nell'ambiente continentale la fossilizzazione è un evento raro, e quindi non si può ricorrere al dato paleontologico per risolvere il problema, se non in situazioni locali particolarmente fortunate (ad esempio analizzando i pollini contenuti nei depositi lacustri). Per quanto riguarda le datazioni con metodi radiometrici, gli unici applicabili in questi sedimenti (e sempre in situazioni particolari) sono C_{14} e U-Th, che non vanno rispettivamente oltre 40.000 anni e 350.000 anni, molto meno quindi dell'intervallo di tempo che ci interessa.

Non ultimo, occorre ricordare come lo studio con metodi moderni dei depositi continentali più recenti sia in Italia ancora ai primi passi; abbandonati infatti i vecchi criteri basati essenzialmente sull'indagine geomorfologica, si è passati solo in questi ultimi anni ad un'analisi

stratigrafica e sedimentologica dei depositi quaternari, applicando quindi ad essi i metodi della geologia classica.

Per tutti questi motivi, la ricostruzione della storia geologica del territorio bergamasco dopo la sua emersione cenozoica è estremamente frammentaria; in alcune località e per alcuni momenti abbiamo la fortuna di poter leggere in grande dettaglio gli eventi che si sono succeduti nel tempo. Tutt'attorno a questi il quadro è però nebuloso, con labili tracce che suggeriscono eventi geologici non chiaramente collocabili nel tempo, e con tante idee nate dall'«esplorazione» del territorio ma ancora alla ricerca di sviluppo e di conferma. La storia geologica più recente sta emergendo proprio in questi anni, e il lavoro è ancora in corso. Più indietro si risale nel tempo, più i dati sono frammentari: si hanno quindi più ipotesi che elementi certi. Man mano che ci si avvicina all'attuale le testimonianze aumentano, e così il dettaglio delle ricostruzioni. Per tali motivi in questo capitolo verranno presi in considerazione solo gli ultimi sei milioni di anni, comprendenti il Pliocene e tutto il Quaternario; la trattazione verrà suddivisa in parti distinte e parzialmente autonome; in ciascuna verrà delineato uno degli aspetti salienti dell'evoluzione dell'area in questo periodo, che ha concorso a conformare una parte del territorio bergamasco: l'evoluzione pliocenica delle valli bergamasche; le preziose testimonianze fornite per il Pleistocene inferiore dai depositi lacustri di Leffe, in Val Gandino, noti ormai in tutto il mondo; le avanzate glaciali del Quaternario e la loro influenza sul territorio; la genesi della pianura; l'importanza dello studio dei suoli (pedologia) per le ricostruzioni paleoambientali, ed in particolare la pedogenesi dell'Olocene e i suoli attuali. Questi capitoli si sovrappongono cronologicamente, soprattutto non sono esaustivi dell'intera storia plio-quaternaria dell'area, ma si propongono come altrettante «finestre» su problematiche tanto affascinanti quanto vaste.

a) L'ambiente pliocenico

Durante il Pliocene inferiore il territorio padano fino al piede delle Alpi fu interessato dall'avanzata del mare sulle terre emerse (trasgressione), sicché la pianura e la porzione inferiore delle valli che si affacciavano su di essa furono sommerse. Bracci di mare si incunearono entro le valli Brembana e Seriana: le coste assunsero un profilo articolato detto «a rias», per indicare che si trattava di coste derivate dalla sommersione di un territorio precedentemente soggetto a modellamento in ambiente fluviale («ria» è infatti il termine spagnolo che indica questa forma costiera nella regione della Galizia).

La testimonianza di questo evento è data dal ritrovamento di depositi marini e deltizi, che sono in affioramento nelle seguenti località: Almenno, Clanezzo, Villa d'Almè-Ghiaie, Ranica, torrente Grumello di Nese, Nese, Torre de' Roveri. I depositi marini sono stati incontrati inoltre durante numerosi sondaggi eseguiti per ricerche idrogeologiche. La stratigrafia, il contenuto faunistico e parte dei macrofossili vegetali sono stati studiati recentemente.

Queste ricerche hanno consentito di distinguere le seguenti unità stratigrafiche all'interno della successione pliocenica bergamasca:

a) depositi marini a granulometria molto fine (peliti: limi e argille).

Vengono riuniti nella «formazione del torrente Tornago» e comprendono:

a1) «facies delle argille grige» con faune di ambiente circalitorale (al di sotto del limite inferiore della zona fotica), corrispondenti alla fase di massima trasgressione marina e alle prime fasi di regressione (= ritiro delle acque), attribuite dagli autori al Pliocene inferiore-medio. Contengono macrofossili vegetali di specie forestali di clima temperato-caldo umido e subtropicale;

a2) «facies delle sabbie siltose giallastre» con faune proprie di fondali fangosi e sabbiosi di mare basso, del Pliocene medio-superiore. Alle sabbie giallastre segue talora una facies lagunare o continentale («facies delle argille verdognole») con acque caratterizzate da una limitata circolazione e perciò povere di ossigeno;

b) depositi conglomeratici

b1) «Conglomerato di Madonna del Castello»: depositi deltizi alla foce pliocenica del fiume Brembo, ubicata nella zona di Villa d'Almè-Ghiaie-Almenno-torrente Tornago. Tali conglomerati sovrastano i depositi marini pelitici delle unità a1) e a2).

La sequenza di queste unità consente di definire l'evoluzione ambientale del margine pedemontano bergamasco durante il Pliocene. Nel Pliocene inferiore si verifica la massima trasgressione del mare. I sedimenti sono costituiti da peliti, anche in prossimità della costa, che indicano condizioni di bassa energia; la capacità di trasporto dei fiumi era limitata. La vegetazione forestale (foreste sempreverdi di latifoglie di clima temperato-caldo e subtropicale, costituita da specie in buona parte oggi estinte in Europa) ricopriva totalmente il territorio costiero; i versanti erano stabili. Le profonde forre scavate dal «Paleoserio» e dal «Paleobrembo» durante il Miocene superiore andavano ricolmandosi di argille marine.

A partire già dal Pliocene inferiore si verifica una lenta regressione, testimoniata dal mutamento delle associazioni faunistiche marine. In seguito ai processi erosivi che interessano i rilievi prealpini, i fiumi costruiscono un delta nel bacino pliocenico. Il pendio frontale del delta pliocenico del Brembo è stato individuato e descritto come «Conglomerato della Madonna del Castello» (Corselli et. al., 1985). Inizia così l'aggradazione del corpo sedimentario fluviale che costituirà il margine pedemontano e la pianura.

Al termine del Pliocene superiore la configurazione delle coste e la distribuzione degli ambienti sedimentari appare molto articolata. I depositi fluviali delimitano piane deltizie e bacini, allo sbocco delle valli, che si isolano dal mare nei settori marginali. Purtroppo non disponiamo di datazioni che consentano di precisare l'esatta posizione del limite Pliocene/Quaternario nel contesto dell'evoluzione ambientale conseguente alla regressione tardo-pliocenica.

Il bacino di Leffe

La storia e la ricostruzione dei paleoambienti del Pleistocene inferiore nel territorio bergamasco è resa possibile dalla presenza di un giacimento fossilifero di importanza internazionale, il bacino di Leffe. L'interesse di questa località è dovuto alla presenza di una successione di

sedimenti potente oltre 150 metri, deposta in un lungo intervallo di tempo (oltre 500.000 anni) e senza soluzione di continuità: lo studio del contenuto paleontologico di tali depositi acquisisce pertanto grande valore stratigrafico.

Attualmente è in corso la revisione della geologia, delle faune, dei macrofossili vegetali e del contenuto pollinico: nella nostra esposizione ci serviremo di questi nuovi dati, avvertendo che per molti aspetti la ricostruzione si discosta sostanzialmente dai classici lavori degli anni '50 e '60.

L'origine del bacino di Leffe

Gli autori che hanno studiato il bacino di Leffe negli anni '50 e '60 (Venzo, Vialli, Chardon) avevano supposto che il «lago di Leffe» fosse stato originato dallo sbarramento prodotto dalle alluvioni del fiume Serio allo sbocco della Valle Gandino. Quest'ipotesi era sostenuta principalmente da tre considerazioni:

- 1) dinanzi alla Val Gandino sorge l'imponente terrazzo di Casnigo, interpretato come residuo dell'antico sbarramento alluvionale;
- 2) la paleovalle miocenica della Val Gandino era molto profonda e disposta in senso S-E/N-O, quindi aveva un'orientazione sfavorevole per l'evacuazione dei detriti;
- 3) la Val Gandino è situata immediatamente a valle della forra di Ponte del Costone, dove era massima la capacità di trasporto del fiume Serio e dove si affacciarono i ghiacciai nel Pleistocene inferiore, rilasciando grandi quantità di detriti glaciali a disposizione del fiume. A questo proposito è necessario precisare che buona parte della storia del bacino di Leffe precede le maggiori espansioni glaciali del Pleistocene.

In contrasto con tale ipotesi, le ultime ricerche hanno dimostrato che i conglomerati di cui è costituita la sommità del terrazzo di Casnigo poggiano a loro volta su di una successione fluviolacustre potente oltre 60 metri. Pertanto il bacino, nella sua porzione inferiore (più antica), non era sbarrato dai depositi del terrazzo di Casnigo, bensì si estendeva lungo la media Valle Seriana fino a venire in contatto, nella zona compresa tra Casnigo, Colzate e la stretta del Ponte del Costone, con i depositi del fiume Serio.

Le condizioni paleoambientali di origine del bacino sono probabilmente legate alla presenza del mare plio-pleistocenico. Il mare lambiva il margine prealpino, quindi il livello di base dell'erosione era molto elevato in Val Seriana: il fiume Serio serpeggiava con alveo meandriforme in una piana palustre e lacustre a debolissima inclinazione che si estendeva tra la stretta del Ponte del Costone e la costa. La Val Gandino si veniva a trovare in una posizione marginale, protetta dalle piene, dove la velocità di sedimentazione era minore, sicché gradualmente al suo interno il livello dell'acqua andò aumentando finché si instaurarono condizioni francamente lacustri.

Evoluzione ambientale del paleolago di Leffe e del territorio bergamasco nel Pleistocene inferiore

I sedimenti depositi nel paleolago di Leffe e i fossili in esso contenuti consentono di seguire l'evoluzione dell'ambiente nella Valle Seriana tra la fine del Pliocene e una fase del Pleistocene inferiore.

La serie di Leffe è divisibile in diverse porzioni ben distinte per il loro significato sedimentario e paleoambientale, di cui vengono di seguito indicate le più significative (dalla più antica alla più recente):

a) Serie fluviolacustre e lacustre inferiore

Fase fluviolacustre basale

Fase lacustre terrigena

Fase lacustre e palustre a sedimentazione biogenica (Fase biogenica)

Fase di riempimento del lago

Seconda fase lacustre

b) Serie fluviale, dei paleosuoli sommitali e della copertura eolica

Serie fluviolacustre e lacustre inferiore (formazione di Leffe).

Le fasi iniziali del lago sono state chiarite soltanto nel 1991, grazie ad un sondaggio eseguito con il finanziamento del C.N.R., che ha consentito di raggiungere i sedimenti più profondi del bacino.

Inizialmente nella Val Gandino si trovava un piccolo lago, nel quale i torrenti ed il fiume Serio scaricavano depositi ghiaiosi, che raggiungevano il centro del lago (fase fluviolacustre basale). In un secondo tempo, a causa della continua aggradazione del fiume Serio, il bacino divenne più ampio e solo depositi fini ne raggiunsero il centro (fase lacustre terrigena). Questa fase cade al limite Plio-Pleistocene.

Seguì una importantissima fase in cui il lago fu sede di intensa attività biologica (macrofite, alghe, animali): si depositarono ritmiti carbonatiche, torbe e ligniti (fase biogenica).

Durante questa fase il lago subì più fasi di parziale prosciugamento, in corrispondenza delle quali la vegetazione palustre e idrofila raggiunse la parte centrale del bacino e la foresta si estese nelle sue porzioni marginali acquitrinose. Durante i momenti di disseccamento la sedimentazione biochimica carbonatica si interrompeva mentre si accumulava la torba e altra sostanza organica, che oggi, a seguito della diagenesi, appare sotto forma di lignite. I banchi lignitici principali intercalati nella serie lacustre sono tre: il secondo in particolare è ricchissimo di macrofossili vegetali (legni, semi, frutti) nonché degli scheletri di grossi mammiferi rimasti intrappolati nella palude (l'elefante meridionale, *Elephas meridionalis*; il rinoceronte, *Rhinoceros etruscus*; vari cervi, *Cervus sp. div.*; *Leptobos*; micromammiferi ecc.), di cui si conservano i resti in vari musei, tra i quali il Museo di scienze Naturali di Bergamo.

Nella parte alta la successione inferiore si arricchisce via via di sedimenti terrigeni non carbonatici (argille e limi), che rappresentano l'ultima fase del lago, durante la quale esso venne ricolmato di sedimenti (fase di riempimento).

Lo studio dei macrofossili vegetali e soprattutto delle associazioni polliniche, che sono molto ricche lungo tutta la successione inferiore, ha consentito di ricostruire la composizione della foresta e le variazioni causate dalle oscillazioni climatiche. Si è così stabilito che la vegetazione circostante il bacino era composta da foreste miste di latifoglie mesofile, nelle quali dominavano formazioni come il carieto (*Carya, Juglans, Pterocarya, Aesculus, Vitis*) - oggi presente nelle regioni sud-orientali degli Stati Uniti - e il querceto mesofilo (*Quercus, Ulmus, Tilia, Zelkova*, ecc.). In vicinanza del lago, probabilmente nel settore del fondovalle seriano, si trovavano anche foreste di Conifere di clima più umido dell'attuale, con *Tsuga, Abies, Picea* e *Pinus* (tipi ad affinità balcanico-caucasica). Il versante sud del Pizzo Formico era popolato da foreste di *Cedrus*. Durante i periodi freddi la fascia a conifere si estendeva anche in prossimità del lago ma non si trovano mai, nella serie inferiore, evidenze di clima propriamente freddo, né la vegetazione delle tundre. Le specie forestali ritrovate sono quasi tutte estinte in Europa (benché recentemente reintrodotte in parchi e giardini) e probabilmente più numerose di quelle che compongono i boschi attuali.

Secondo gli studi di Lona e Venzo, le associazioni polliniche riscontrate nella serie inferiore documenterebbero almeno 7 oscillazioni climatiche, identificabili con le «glaciazioni di Donau e Gunz» (Pleistocene inferiore). In realtà non esistono evidenze geomorfologiche che confermino la corrispondenza di tali presunte oscillazioni con eventi glaciali.

Secondo la stratigrafia pollinica olandese le associazioni polliniche indicherebbero un'età pleistocenica inferiore, compresa tra il Tigliano superiore, l'Eburoniano ed il Waaliano (Van der Hammen et. al., 1971).

Seconda fase lacustre (lago di sbarramento).

La suddivisione della storia del bacino di Leffe in due porzioni distinte si è resa necessaria in rapporto con un radicale mutamento delle condizioni ambientali del paesaggio e dei processi deposizionali all'interno del bacino. Le dense foreste che ricoprivano il territorio di Leffe furono distrutte e conseguentemente i versanti furono attaccati dall'erosione e da processi di demolizione in massa. Gli apporti terrigeni nel bacino aumentarono sostanzialmente. Il fiume Serio creò questa volta un vero sbarramento dinanzi alla Val Gandino (lo sbarramento era rappresentato dalla sommità del terrazzo di Casnigo), che diede origine ad un altro lago, più piccolo di quello descritto nel capitolo precedente. I depositi lacustri di questa fase, a differenza di quelli più antichi, sono poverissimi di forme di vita e pertanto non contengono depositi a carattere biogenico (Argille di Gandino). Il contenuto pollinico appare assai più limitato e la composizione floristica dello spettro pollinico povera di specie. Processi gravitativi di sedimentazione in massa (frane subacquee e depositi torbiditici) ne determinarono un rapido colmamento.

In precedenza questo evento era stato attribuito ad una glaciazione del Pleistocene medio, che gli autori degli anni Sessanta indicavano come «Mindel»; gli studi paleomagnetici hanno però

dimostrato che la parte alta della serie superiore è più vecchia di 700.000 anni; ciò induce a ricercare le cause del mutamento ambientale in una glaciazione del Pleistocene inferiore.

L'interesse di questo evento nel quadro dell'evoluzione paleoambientale del territorio bergamasco è particolarmente notevole, perché in molti settori delle Prealpi sono presenti potenti corpi ghiaiosi più o meno cementati (brecce e conglomerati), datati su base pollinica al Pleistocene inferiore e probabilmente correlabili con la seconda fase del bacino di Leffe.

Serie fluviale, dei paleosuoli sommitali e della copertura eolica.

Le vicende che seguono l'estinzione del lago sono scarsamente studiate, perché gli autori precedenti ritenevano erroneamente che fossero da riferire ad un breve intervallo di tempo, compreso nel Pleistocene medio. In base agli studi attualmente in corso siamo in grado di delineare alcuni dei tratti salienti di questa storia, che include la parte terminale del Pleistocene inferiore, il Pleistocene medio e superiore.

Dopo il disseccamento del lago segue una fase di modellamento delle paleovalli che caratterizzano l'altopiano di Gandino e il terrazzo di Casnigo, nonché la diffusione di fenomeni carsici entro i conglomerati, che vengono modellati a pinnacoli e tasche di «Terra Rossa». Durante questo periodo il fiume Serio scorreva ancora molto alto sull'attuale fondovalle seriano.

I depositi fluviali alterati sono ricoperti da depositi eolici (loess), che seppellirono le paleovalli e conferirono al terrazzo di Casnigo il suo caratteristico profilo quasi perfettamente lineare.

I loess testimoniano che, in rapporto con oscillazioni fredde molto accentuate, il territorio di Leffe si veniva a trovare in ambiente steppico periglaciale, ed era privo di foreste. Anche i loess più antichi - come i depositi fluviali sottostanti - sono stati successivamente alterati da un tipo di pedogenesi di ambiente temperato caldo, che ha dato origine ad un orizzonte argillico molto arrossato, indicato dai vecchi autori come «Ferretto», e da loro datato al Pleistocene medio (essi lo collocavano cronologicamente in una fase interglaciale che era definita «Interglaciale Mindel-Riss»). Tuttavia è oramai dimostrato che i «ferretti» evoluti sui depositi fluvioglaciali al margine prealpino sono il risultato della sovrapposizione di più fasi di deposizione (fluviale ed eolica) e di pedogenesi, avvenute tra il Pleistocene inferiore e medio (M. Cremaschi e G. Orombelli, 1982; M. Cremaschi, 1987).

In tempi più recenti (Pleistocene medio e superiore), a seguito dell'alternanza di fasi di erosione e di aggradazione, la successione lacustre, fluviale, fluvioglaciale ed eolica fin qui descritta venne intagliata a vari livelli da una serie di terrazzi fluviali, posti sempre a quota inferiore rispetto a Casnigo. La storia di queste fasi e dei loro rapporti con le più recenti avanzate glaciali è argomento dei prossimi paragrafi.

b) Glacialismo

Come è noto, il Quaternario è stato interessato da ripetute oscillazioni climatiche, con picchi freddi, in corrispondenza dei quali si è verificato un drastico abbassamento del limite delle nevi

perenni e la conseguente avanzata sia delle calotte glaciali che dei ghiacciai vallivi (glaciazioni). Intervallati a questi sono documentati periodi più caldi, durante i quali si assisteva al ritiro delle masse glaciali.

Anche il territorio bergamasco ha risentito, direttamente o indirettamente, delle glaciazioni: le parti medio-alte delle nostre valli recano infatti chiaramente l'impronta del modellamento glaciale, e sono comuni in esse i depositi lasciati dai ghiacciai stessi; non si deve però dimenticare che anche l'aggradazione della pianura è legata alla presenza e alle variazioni nel tempo dei ghiacciai vallivi esistenti a monte.

La storia degli episodi glaciali che hanno interessato il territorio bergamasco è leggibile attraverso l'analisi dei depositi lasciati dai ghiacciai stessi sul proprio percorso; tali materiali, provenendo dal tratto più settentrionale delle valli o addirittura da valli limitrofe (vedasi a questo proposito la complessa situazione del ghiacciaio dell'Oglio), presentano litologie diverse da quelle delle aree in cui sono stati deposti, e risultano quindi facilmente riconoscibili. I sedimenti lasciati da avanzate glaciali successive sono rimasti esposti agli agenti atmosferici per periodi via via meno lunghi; il loro grado di alterazione sarà quindi diverso: quelli più antichi saranno presumibilmente più alterati di quelli più recenti e le loro forme (morene) saranno state intaccate più profondamente dall'erosione, sino a divenire pressoché irriconoscibili. Un altro punto fondamentale da prendere in considerazione sono le geometrie dei depositi: le morene laterali lasciate da una stessa avanzata glaciale saranno distribuite lungo i versanti di una valle a quote via via decrescenti, che rispecchiano la posizione e la pendenza della superficie del ghiaccio in quel momento; avanzate successive lasceranno i propri depositi in posizioni diverse. Su questi principi si basa in gran parte il riconoscimento e la correlazione dei depositi relativi a glaciazioni diverse.

La ricostruzione di episodi glaciali antichi diviene in realtà via via più difficile risalendo nel tempo: avanzate glaciali successive tendono ad asportare, trascinandoli con sé, i depositi precedenti, di conseguenza le testimonianze delle avanzate glaciali più antiche possono essere rinvenute solo dove quelle più recenti non sono arrivate, a patto cioè che gli episodi successivi siano stati di minore entità. Solo in casi fortunati si potranno trovare sedimenti glaciali più vecchi conservati in aree successivamente riglacializzate, ad esempio qualora essi siano stati sepolti e in tal modo protetti sotto coltri alluvionali poi cementate.

Nel ricostruire la storia delle glaciazioni nelle valli bergamasche si deve tenere conto di un altro punto fondamentale: l'alterazione e lo smantellamento dei depositi sono molto influenzati dalle litologie costituenti il deposito stesso: alcune rocce risultano infatti più facilmente disgregabili di altre, e la loro percentuale nel deposito ne condiziona la resistenza agli agenti atmosferici. Ne consegue che risulta spesso difficile, se non impossibile allo stadio attuale delle conoscenze, correlare gli eventi glaciali più antichi da una valle all'altra, e talvolta anche all'interno di una stessa valle.

Per tale motivo è necessario analizzare la storia del territorio bergamasco durante le glaciazioni quaternarie procedendo per singoli bacini: da ovest ad est, il bacino dell'Adda, solo una piccola

porzione del quale appartiene al territorio bergamasco; il bacino del Brembo; il bacino del Serio; e il complesso bacino Oglio-Cherio che durante le fasi di massimo risultava un tutto unico.

Il lettore più attento ai «fatti geologici» noterà come in questo capitolo manchi ogni riferimento alla tradizionale partizione del Quaternario in Mindel, Riss e Würm, codificata all'inizio del secolo per il territorio a nord delle Alpi sulla base di altrettante avanzate dei ghiacciai.

A scala locale un raffreddamento climatico e la conseguente avanzata dei ghiacciai non sono solo in funzione delle variazioni globali del clima, ma anche delle condizioni peculiari del luogo: basti pensare a come variano le precipitazioni a nord e a sud delle Alpi, oppure alle temperature medie delle nostre valli in funzione dell'altitudine media e dell'orientamento dell'asse vallivo; persino entro una stessa valle il versante esposto a meridione presenta microclima diverso da quello esposto a settentrione. La risposta delle masse glaciali alle variazioni climatiche globali sarà quindi necessariamente diversa da luogo a luogo, può esistere cioè uno sfasamento nel tempo delle avanzate glaciali in funzione del fattore geografico. Appare a questo punto evidente come sia concettualmente errato estendere una suddivisione nata nel centro Europa ai territori al di qua delle Alpi, in un contesto quindi geograficamente molto diverso, e come sia altrettanto errato correlare nelle nostre Prealpi le avanzate glaciali di valli differenti.

Le glaciazioni denominate Mindel, Riss, Würm sono state in effetti «riconosciute» nelle nostre valli dagli autori precedenti essenzialmente in base all'applicazione di uno schema precostituito, piuttosto che seguendo precise evidenze geologiche. Nella realtà, l'analisi stratigrafica di dettaglio sta mostrando oggi situazioni molto più complesse, non ancora completamente chiarite.

Per tali motivi in questa sezione si parlerà sempre genericamente di «ultima glaciazione» riferendosi comunque al massimo glaciale datato attorno a 20.000 anni fa, e di «episodi glaciali precedenti» o «più antichi» per gli altri, senza una precisa attribuzione cronologica, oppure inseriti in un contesto cronologico relativo. Per ogni bacino avremo quindi unità stratigrafiche successive legate ad episodi glaciali via via più recenti, indicate con il nome del luogo ove presentino la migliore espressione, e aventi valore strettamente locale. Le correlazioni cronologiche fra unità appartenenti a bacini diversi allo stadio attuale delle conoscenze sono improponibili.

Il glaciale dell'Adda

La parte occidentale del territorio bergamasco da Erve, Calolziocorte a Calusco d'Adda, Pontida è stato interessato durante il Quaternario dalle espansioni del ghiacciaio.

Questo ghiacciaio proveniva dalla Valtellina e dal duomo di ghiaccio che occupava le Alpi centrali, discendeva lungo il lago di Como, e si divideva in varie lingue in corrispondenza dei due rami del lago e varie valli (Val Menaggio, Valsassina, Val Varrone, ecc.). La lingua che

discendeva lungo il ramo di Lecco si insinuava poi nella valle dell'Adda sino all'altezza di Merate e Calusco d'Adda a sud.

In questo territorio si riconoscono i depositi di più avanzate glaciali, ma le testimonianze migliori e più abbondanti sono quelle dell'ultima che costituiscono l'Unità di Cantù (Bini, 1987).

Tali depositi sono caratterizzati da:

- grande varietà di facies; l'unità comprende infatti depositi glaciali, lacustri, fluvioglaciali, di contatto glaciale e di versante;
- scarsa alterazione dei depositi: i suoli sviluppati sull'Unità raggiungono spessori massimi di circa 2 metri;
- assenza di loess alla sommità dei depositi;
- morfologia ben conservata; si riconoscono infatti molto bene le morene, le piane lacustri, ecc.;
- assenza di depositi cementati.

A partire dal limite nord della provincia, ossia dalla Valle di Erve, l'Unità di Cantù è caratterizzata essenzialmente da una serie di terrazzi costituiti da depositi fluvioglaciali e di contatto glaciale e da scarse morene. Il ghiacciaio durante la sua massima espansione formava in questo territorio una serie di laghi proglaciali, compresi tra il ghiacciaio stesso e il versante o nelle valli che esso sbarrava. Resti di tali laghi sono ben visibili a Erve (zona del cimitero), a Oneta e soprattutto a Carenno. Il paese è costruito sulla morena che rappresenta la massima avanzata del ghiacciaio, mentre la piana ad est dell'abitato rappresenta il fondo di un lago che è stato interrato dai materiali provenienti sia dai versanti sia dal ghiacciaio stesso; esso è durato sintanto che le acque non hanno eroso una soglia nella morena (tornanti della strada per Sopracornola).

Più a sud l'unità è caratterizzata da varie morene, alcune delle quali sono molto ben conservate e disposte in serie a quote via via più basse, ad indicare le varie posizioni raggiunte dal ghiacciaio durante il suo ritiro; sono inoltre riconoscibili piane fluvioglaciali, lacustri e di contatto glaciale.

Nella sua massima espansione il ghiacciaio penetrava nella valle del Sonna da nord sino a San Gottardo; lambiva quindi il versante ovest del Monte Santa Margherita passando per Piudizzo, Pomino e Chiaravalle, e si insinuava nuovamente, con una piccola lingua, nella valle del Sonna, questa volta da sud. La parte centrale della valle del Sonna da San Gottardo a Unizzi era perciò libera dai ghiacci; le acque che fuoriuscivano dalla lingua settentrionale a San Gottardo percorrevano la valle (depositi fluvioglaciali), formavano un piccolo lago a ridosso della lingua meridionale del ghiacciaio, nel quale poi rientravano.

Superata la valle del Sonna il ghiacciaio formava a S. Antonio la morena su cui sorge il paese e sul lato est di questa un vasto lago che giungeva sino a Celana vecchia. Un altro lago era presente a sud di Celana a Ca Ripa. Quindi il ghiacciaio discendeva verso Pontida (morena su cui sorge la chiesa di San Giacomo). Sui versanti del Monte dei Frati formava la morena del Roccolo, con depositi di contatto glaciale tra il versante e la morena stessa, e quindi l'anfiteatro

di Villa d'Adda. Nell'anfiteatro la morena della massima espansione dell'Unità di Cantù è quella che da Gavardo passa per Costa, Arcata, Caderoldo, Monte Cucco e Galgina, per lambire poi il versante nord del Monte Giglio e attraversare l'Adda all'altezza di Merate.

Tutto il territorio di Monte Marengo, Cisano, Pontida, Villa d'Adda è caratterizzato da numerose morene formate dal ghiacciaio durante piccole fasi di avanzata nell'ambito del generalizzato ritiro dalle posizioni più avanzate delineate in precedenza. Durante questo ritiro nell'area tra Pontida e Cisano si era formato un lago sostenuto da un lato dal ghiacciaio e dall'altro dalle morene di Pontida. Il torrente Sommaschio formava un delta entrando nel lago (ben visibile sulle sue sponde). I depositi lacustri, che alimentano tuttora una fornace, sono stati datati con il metodo del C_{14} a 17.700 + 360 anni fa e consentono perciò di ipotizzare che la morena di San Giacomo che sbarrava il lago ad est, e quindi la massima espansione dell'ultima glaciazione, sono databili a circa 18.000 anni fa.

Nel territorio in esame sono presenti anche depositi ascrivibili a glaciazioni più antiche. Quelli meglio conservati costituiscono l'Unità di Carvico. Le morene di tale unità sono visibili a Carvico ad est delle morene dell'Unità di Cantù.

Altri depositi, raggruppati nel complesso della Colma sono visibili sul Monte S. Margherita al di sopra dei depositi dell'Unità di Cantù, sino alla cima del monte contrassegnata dalla presenza di grossi massi erratici provenienti dalla Valtellina; in valle del Sonna a Casarola e Campolongo, ossia nella parte di valle non raggiunta dal ghiacciaio o dai depositi fluvioglaciali dell'Unità di Cantù; a Sopracornola, Lorentino e Calolziocorte ove sono rappresentati da depositi glaciali cementati (tilliti) e da depositi fluvioglaciali cementati che affiorano lungo gli intagli stradali o sulle sponde dei torrenti (Valle Fontana); e infine ad Erve dove i più elevati massi erratici si incontrano a 680 metri di quota nella Valle del Galvesa sotto il Resegone.

Ove non sono giunti i ghiacciai quaternari ad erodere le evidenze dell'evoluzione morfologica precedente del territorio, sui versanti del Monte Albenza, Tesoro e Resegone sono conservati suoli antichi, coperture di loess e Terre Rosse policicliche a testimoniare una lunga evoluzione morfologica precedente le glaciazioni.

Il Ghiacciaio della Valle Brembana

Anche la Val Brembana è stata glacializzata, durante il Quaternario, ma in misura minore rispetto alla valle dell'Adda a causa della minore estensione delle aree di alimentazione dei ghiacciai, cioè le aree di alta montagna.

In Valle Brembana si osservano depositi glaciali dal crinale orobico e dalla Valtorta fino a S. Giovanni Bianco. Più a sud, come nelle valli Imagna, Taleggio e Brembilla, sono completamente assenti.

Si riconoscono i depositi di più avanzate glaciali. Nel tratto di valle compreso tra S. Giovanni Bianco e Scalvino si osservano placche di sedimenti glaciali poco frequenti e discontinue depositate durante le espansioni glaciali più antiche; a sud di Piazza, ad esempio, o a monte di Cornello dei Tassi, la presenza di un antico ghiacciaio è testimoniata solo da pochi erratici,

costituiti da Verrucano Lombardo (il tipico conglomerato rosso di età permiana che affiora estesamente nelle parti settentrionali della valle). Anche i depositi più consistenti, come alla Goggia, sono resti ormai in gran parte erosi.

I depositi dell'ultima espansione glaciale sono, anche in Val Brembana, più abbondanti ed evidenti (Unità del Brembo); le loro caratteristiche sono simili a quelle degli analoghi depositi della valle dell'Adda (Unità di Cantù).

Tra Scalvino e Lenna, in sinistra idrografica del fiume Brembo, si osservano le prime morene ben conservate: hanno una certa importanza in quanto testimoniano la posizione della fronte glaciale dell'ultimo grande ghiacciaio di questa vallata, quando ebbe la massima espansione (Pleistocene superiore). La maggior parte dei sedimenti lasciati da questo ghiacciaio è distribuita lungo la valle del Brembo di Valleve ed a sud di Branzi. Particolarmente suggestivi sono l'abitato di Baresi ed il passo del Vendulo, sopra Roncobello; in entrambi i luoghi si osservano le morene lasciate durante la fase di massima avanzata. Altrettanto ricchi di testimonianze sono i versanti a nord di Valnegrà, dove i massi erratici e le morene raggiungono gli 850 metri di quota, ed a nord di Fondra, dove gli erratici raggiungono i 1.200 metri di quota giusto di fronte al passo del Vendulo.

Anche nelle valli affluenti (Valsecca o Valle di Roncobello, Valle di Mezzoldo, Valtorta) sono diffusi depositi glaciali, caratterizzati da forme moreniche ben conservate, talora imponenti. Tali morene testimoniano le ultime grandi avanzate dei ghiacciai in queste valli laterali. Un esempio caratteristico sono le morene che scendono dal versante sud della Valtorta, oppure i terrazzi tra Olmo al Brembo e Malpasso. Un caso particolare si osserva a Costa, in Valsecca: il paese sorge su un rilievo che ha la forma di una morena, ma è in roccia, ed è ricoperto da sedimenti lasciati dal ghiacciaio: lì infatti si appoggiava la fronte glaciale, senza raggiungere la valle principale e ricollegarsi al grande ghiacciaio brembano testimoniato dai depositi di Baresi. Le fasce di territorio altimetricamente più elevate, soprattutto sul versante orobico, sono caratterizzate dalla presenza di numerosi circhi glaciali, in cui si osservano morfologie e depositi glaciali molto freschi e ben conservati, che delineano apparati glaciali di piccole dimensioni. Ne sono un esempio i depositi glaciali di S. Simone e di Foppolo, proprio sotto ai campi da sci, oppure alla testata della valle di Roncobello. Anche la grande morena che scende dai Piani di Bobbio verso la Valtorta appartiene a questo gruppo di depositi glaciali «locali».

I depositi antichi, da S. Giovanni Bianco a Scalvino, sono costituiti solo da poche tracce discontinue per l'erosione e l'alterazione, non correlabili tra di loro e forse di età differenti, cioè lasciati da differenti ghiacciai. In ogni caso il ghiacciaio si estendeva dallo spartiacque orobico fino a S. Giovanni Bianco: probabilmente la sua fronte si appoggiava alla culminazione di arenarie di Valsabbia a sud del paese tra Portiera e Cornello dei Tassi. I sedimenti fluvioglaciali di questo antico ghiacciaio sono probabilmente conservati sui terrazzi più alti in destra idrografica del fiume Brembo a Zogno. L'età di questo ghiacciaio (o di questi ghiacciai) non è attualmente conosciuta, ma può venir genericamente attribuita al Pleistocene medio.

Assai differente è la situazione a nord di Scalvino, dove i depositi dell'ultima espansione glaciale sono abbondanti, ben conservati e correlabili. Qui appare chiaro infatti che la fase di massima avanzata raggiunse Lenna, dove è infatti conservata la morena terminale; le morene laterali di questa stessa fase si riconoscono molto bene, come già detto, a Baresi, al passo del Vendulo e a monte di Valnegrà. Alla confluenza con il Brembo di Mezzoldo, il ghiacciaio del Brembo di Valleve scendeva rapidamente nella valle di Olmo sotto Piazza Brembana, con un fronte laterale a poche centinaia di metri dopo la confluenza; osserviamo lo stesso comportamento anche alla confluenza della Valle di Roncobello. Questi dati ci dicono che tutti i ghiacciai delle valli laterali, durante l'ultima grande espansione, erano troppo piccoli per raggiungere la valle principale e confluire nel ghiacciaio del Brembo di Valleve. Le ghiaie del grande terrazzo osservabile a Zogno appena a monte della statale, all'inizio del paese, possono venir considerate, soprattutto per caratteristiche di alterazione, come il deposito fluvioglaciale legato a questa ultima grande espansione; tuttavia mancano ancora prove certe a questo riguardo.

Ogni morena localizzata a quota inferiore rispetto a quelle della fase di massima avanzata è stata lasciata dalle cosiddette fasi di ritiro, cioè da avanzate glaciali successive a quella massima ma di importanza progressivamente decrescente. Potrebbero appartenere a queste fasi di ritiro anche i piccoli apparati morenici delle aree di circo glaciale.

Le valli bergamasche orientali

La Valle Seriana, la Val Cavallina, la Val Camonica e, per certi aspetti la Valle di Scalve, presentano durante i periodi freddi del Quaternario una storia articolata e complessa, a causa delle particolari condizioni orografiche. Mentre il bacino brembano infatti è isolato nel settore glacializzato da spartiacque netti, che si spingono a quote elevate senza presentare importanti valichi, nel settore orientale della Bergamasca si osserva più volte l'esistenza di ampie selle, di diffluenze, di tratti di valle orientati est-ovest che fungono da collegamento fra i vari bacini idrografici. Elementi di questo tipo, legati primariamente a fattori strutturali e, in secondo luogo, a fattori paleoidrografici (antichi tratti di valli inseriti in un sistema idrografico completamente diverso dall'attuale), sono riconoscibili ad esempio nel passo della Manina, che mette in comunicazione l'alta Valle Seriana con la Valle di Scalve; nel passo di Campelli, che mette in comunicazione la testata orientale della Valle di Scalve con la Val Camonica; nel passo della Presolana e del Colle di Varenò; nella Val Cavallina, la cui testata è in realtà un'ampia e poco rilevata sella appena a sud di Pianico, facilmente collegabile con la Val Camonica; nell'intera «valle» di Clusone che oggi risulta in gran parte tributaria del bacino camuno, tranne per il tratto più occidentale le cui acque defluiscono nel Serio: lo spartiacque fra i due bacini è in questo punto una linea estremamente incerta che attraversa la grande piana fra gli abitati di Clusone e Rovetta.

Durante le grandi espansioni glaciali quaternarie questi collegamenti sono venuti a trovarsi ripetutamente sotto il livello massimo raggiunto localmente dai ghiacci; ciò ha fatto sì che

ghiacciai alimentati da un preciso bacino a monte, transfluissero attraverso essi in valli limitrofe, a volte confluendo nel ghiacciaio ivi presente, altre dando luogo a lingue diffuenti che occupavano per tratti più o meno brevi le valli stesse. La storia del glaciale in ciascuna di queste valli deve pertanto essere vista sempre in stretta correlazione con i bacini limitrofi. In particolare si deve tenere conto di due «nodi» strategici:

- la zona compresa tra Bossico e Solto Collina, sul lago d'Iseo: si tratta di un'area poco rilevata, con morfologie collinari estremamente dolci, modellate su litotipi argillosi facilmente erodibili (le argilliti di Riva di Solto, di età norica). Le quote sono molto più basse rispetto ai livelli raggiunti nel quaternario dal grande ghiacciaio camuno, il cui bacino di alimentazione era sito in corrispondenza dell'Adamello. Esso quindi poteva agevolmente tracimare nella Valle Cavallina, nonché «risalire» la Valle Borlezza;

- la «valle» di Clusone: per la sua posizione essa diveniva durante i massimi glaciali una sorta di «crocevia» per i ghiacciai, che quivi potevano affacciarsi o addirittura congiungersi, provenendo da ben quattro bacini diversi: Val Seriana, Valle di Scalve attraverso il passo della Presolana, Val Camonica attraverso la Val Borlezza, bacino di alimentazione locale sito sul versante meridionale della Presolana.

Gli episodi glaciali più antichi

Precedentemente all'ultima grande espansione glaciale, databile attorno a 20.000 anni, più fasi di raffreddamento climatico si sono succedute nelle Prealpi bergamasche, dando luogo a ripetute avanzate dei ghiacciai vallivi.

La storia di tali episodi è leggibile, spesso con difficoltà, attraverso i materiali lasciati sul proprio percorso dai ghiacciai stessi; trattandosi di eventi antichi, le testimonianze rimaste sono in genere scarse, e di difficile correlazione.

Per tale motivo occorrerà trattare separatamente le singole valli per i periodi più antichi (Pleistocene inferiore e medio, Pleistocene superiore proparte), citando per ciascuna le evidenze relative ad episodi glaciali diversi, ai quali potranno essere attribuiti solo nomi a valore strettamente locale.

Val Seriana

Le testimonianze relative alle glaciazioni che interessarono la Val Seriana sono scarse e puntiformi, e ciò è dovuto in gran parte alle condizioni orografiche della valle, che presenta nel tratto settentrionale versanti fortemente acclivi, su cui difficilmente possono rimanere in equilibrio materiali; e che viene a stringersi in una profonda forra proprio là dove presumibilmente devono essere arrivate le fronti glaciali, cioè nel tratto compreso fra Colzate e Ponte Nossa.

L'episodio più antico di cui si abbia traccia, corrispondente all'Unità di Parre nella nuova cartografia geologica della provincia di Bergamo, è rappresentato lungo la strada che sale alla

omonima località; qui infatti si osserva un diamicton a supporto di matrice fine con ciottoli prevalentemente calcarei striati, indice quest'ultimo di un'origine glacigenica. Esso si è conservato, pur essendo a quote inferiori a quelle raggiunte nello stesso luogo dai ghiacciai successivi, perché «sepolto» in seguito da una coltre conglomeratica fortemente cementata.

La sua età non è nota, non può essere comunque posteriore al Pleistocene inferiore, dato che sopra il conglomerato giacciono, con contatto erosionale, ghiaie di origine seriana fortemente alterate e pedogenizzate, correlabili a quelle affioranti sui terrazzi alti di Fiorano e Gazzaniga e alla sommità del terrazzo di Casnigo. Nulla si può dire delle quote a cui arrivava la coltre del ghiacciaio, ne si può ipotizzare la posizione della sua fronte; è presumibile comunque che essa entrasse nella valle di Clusone, che si apre esattamente di fronte.

Un altro episodio molto antico è testimoniato dagli erratici di Verrucano e rocce del basamento presenti fino a quota 730 sopra Premolo fino allo spartiacque con la Valle del Riso; ridottissimi lembi di till fortemente alterato e pedogenizzato sono stati altresì trovati sul versante sopra Parre, attorno a quota 828. Tali quote sono più alte di circa 50 metri rispetto a quelle segnalate finora in letteratura e indicano un'avanzata anteriore a quella segnalata da Desio (1945), che si è spinta entro la forra a sud di Ponte Nossa, transfluendo anche in Val del Riso oltreché verso Clusone.

Un terzo episodio è quello ben noto in letteratura e documentato da gruppi di erratici e till pedogenizzati sopra Premolo, Parre, Festi Rasini, fino a quote comprese tra 825 e 600 metri.

Di tutti questi eventi non sono più conservate le morene frontali, perché poste presumibilmente nel punto ove la valle si stringe, e quindi minore risulta essere lo spazio per una loro espressione morfologica, e maggiore la velocità di erosione.

Un'avanzata glaciale successiva a queste è testimoniata in Val Seriana dalle morene di prati Mini a Clusone, che si presentano ancora piuttosto ben conservate, ma più alte ed esterne e con geometria discordante rispetto a quelle più recenti presenti nella pineta.

Durante le fasi più calde del Pleistocene il ghiacciaio si ritirava, e la valle era soggetta a sedimentazione di tipo fluviale, con accumuli di sabbie e ghiaie a ciottoli arrotondati; localmente, dove la valle era più larga, erano presenti piccoli bacini lacustri, in cui sedimentavano limi ed argille.

Il ghiacciaio camuno: Val Borlezza e valle di Clusone

Come già accennato, la valle di Clusone comunica direttamente, attraverso la Val Borlezza, con la Val Camonica. L'idrografia attuale presenta deflusso in senso NO-SE, e ciò presumibilmente si è verificato anche nel corso di gran parte del Quaternario. Le quote del fondovalle sono però sempre state molto al di sotto di quelle raggiunte dai ghiacciai; data la dinamica del flusso di una massa glaciale, completamente diversa da quella di un corso d'acqua, ne risulta che il ghiacciaio che ha ripetutamente occupato la Val Camonica poteva invadere la Val Borlezza, fino ad affacciarsi e in gran parte ricoprire la piana di Clusone. Ciò è comprovato non solo dalle

geometrie dei corpi sedimentari, ma anche dalla presenza in essi di litotipi esclusivi della Val Camonica, assenti in affioramento in tutte le altre valli limitrofe (es.: tonaliti del L'Adamello).

Anche nella valle di Clusone esistono le evidenze di un episodio glaciale molto antico, sepolto sotto sedimenti più recenti; sono stati individuati sia depositi di fondo lasciati direttamente dal ghiacciaio, sia sedimenti deposti in uno o più laghi causati dallo sbarramento ad opera del ghiacciaio stesso. I limi lacustri, attualmente in corso di datazione mediante analisi pollinica, si presentano attraversati da piccole faglie, che suggeriscono un'attività tettonica recente nell'area in esame (Val Flex, cava di San Lorenzo di Rovetta).

Depositi glaciali vecchi, molto alterati e pedogenizzati, si ritrovano sparsi su tutti i versanti, alle quote più elevate. Ben noti (A. Boni, G. Cassinis, 1973; R. Assereto e P. Casati, 1965) sono gli accumuli di ciottoli misti a materiale fine (diamicton) arrossati e con ciottoli carbonatici completamente disciolti, presenti fra Bossico e il Monte Torrione fino a circa 1.300 metri di quota, quelli dell'altipiano di Falecchio, dei ripiani sopra Rovetta (Campos, Zenier, Brugni), e, avvicinandosi alla probabile fronte del ghiacciaio, attorno a quota 600-700 metri sul versante sopra la Val Flex. Trattandosi di lembi ormai isolati dall'erosione, è possibile attualmente solo una correlazione molto grossolana, e non è da escludere che essi rappresentino più di un'avanzata glaciale. Certa è comunque l'età molto antica (Pleistocene inferiore), e il fatto che durante queste fasi il ghiacciaio camuno ricopriva quasi interamente la dorsale Monte Colombina-Monte Torrione, estendendosi sino all'attuale valle Righenzolo; occupava poi la valle di Clusone, saldandosi probabilmente con il ghiacciaio seriano. Lo spessore dei ghiacci rispetto al fondovalle attuale era di almeno 900 metri a Bossico, di 400 metri a Rovetta, di 200 metri all'altezza di Clusone: solo la cima del Monte Né, e forse il Colle Crosio dovevano emergere dalla coltre glaciale!

Più chiari ed evidenti sono le testimonianze di avanzate glaciali meno antiche. Depositi glaciali parzialmente alterati e con morfologia ancora riconoscibile sono noti a Bossico fra quota 980 e quota 1.010, a Pernusino, sopra la cava di ceppo di Songavazzo, e a Fiorine presso Clusone. Qui in particolare sono ben riconoscibili, costituendo la bella morena conservata in località Sternida. In questa fase, la fronte del ghiacciaio arrivava quindi appena oltre Clusone, con uno spessore molto inferiore a quelli registrati in passato: il Colle Crosio emergeva dai ghiacci, e così pure la sommità dei dossi a est di Clusone. È molto probabile che in questa fase, le acque di fusione di questa lingua glaciale drenassero verso la Val Seriana.

Il ghiacciaio camuno: Val Cavallina

Analogamente a quanto osservato per la Val Borlezza, anche la Val Cavallina è stata ripetutamente occupata da effluenze del ghiacciaio camuno, passanti attraverso la soglia di Pianico-Solto. La intensa attività antropica che ha influenzato la valle in epoca recente, e la carenza di studi aggiornati impediscono però qui una ricostruzione precisa. Depositi glaciali alterati si ritrovano comunque fino a Fornaci, frazione del comune di Trescore. Appare sicuro che, a differenza di quanto si osserva per il ramo principale del ghiacciaio camuno, nella valle

di Endine esso non è mai arrivato fino alla pianura, esaurendosi sempre prima dello sbocco della valle stessa.

Il ghiacciaio camuno: la valle principale

Per ultimo citiamo i dati relativi alla lingua principale che scendeva lungo la Val Camonica, in quanto essa ha interessato solo in minima parte il territorio della provincia di Bergamo. Depositi riferibili ad almeno due glaciazioni diverse sono concordemente segnalati dagli autori (A. Boni, G. Cassinis, 1973; R. Assereto e P. Casati, 1965) su tutto il versante bergamasco del lago d'Iseo; in particolare si sono conservati i materiali annidati entro le valli laterali (Fonteno, Parzanica, Vigolo). La fronte del grande ghiacciaio camuno arrivava fino in pianura costruendo gli anfiteatri morenici più esterni a sud del lago d'Iseo.

Valle di Scalve

Scarsissimi sono i dati relativi alla Valle di Scalve, che pure per la sua posizione geografica deve essere stata sede di ripetute avanzate glaciali. In base alle quote si può supporre che nel ramo occidentale della valle il ghiacciaio scalvino fosse in contatto con quello seriano attraverso il passo della Manina. Ad oriente invece una diffidenza del ghiacciaio camuno poteva entrare nella valle attraverso il passo Campelli. Apparati locali infine confluivano dalla valle del Gleno e dalla valle del Vo, dando luogo ad un unico corpo. Quest'ultimo scendeva quindi lungo la valle del Dezzo, confluendo allo sbocco di questa nel ghiacciaio camuno principale. Depositi glaciali antichi sono sepolti sotto i terrazzi di Schilpario e Vilminore, affiorando alla base delle scarpate lungo il corso del Dezzo.

Le avanzate glaciali più recenti

Diffuse ed in genere ben riconoscibili sono le testimonianze delle più recenti avanzate glaciali in tutto il territorio esaminato. I depositi risultano infatti ben conservati sia sui versanti sia lungo i fondovalle, essendo intervenute come agente erosivo solo le acque correnti. I materiali costituenti si presentano sempre piuttosto freschi, l'alterazione in genere non interessa l'intero spessore dei depositi. Le morfologie, sempre molto nette e ben conservate, permettono una buona ricostruzione del territorio durante le fasi di massimo.

La Val Seriana è occupata da una lingua glaciale che trae alimentazione principalmente dalla conca del Barbellino, fra il Pizzo Coca, il Monte Torena e il Monte Gleno. Lingue minori confluiscono dalla Val Grabiasca, dalla Valgoglio, dalla Val Sedornia. La coltre ghiacciata raggiunge i 1.000 metri di quota a sud di Gromo; piccole morene laterali sono conservate attorno a 860 m. s.l.m. immediatamente a nord di Ardesio e all'imbocco della Val Canale, dove il ghiacciaio entrava per breve tratto. Un'altra bella morena di ridotte dimensioni è visibile sulla strada da Villa d'Ogna a Clusone; qui il ghiacciaio non superava la sella di Madonna della Senda. Evidenze di una fronte glaciale sono presenti nella pineta di Clusone: sistemi di cordoni

morenici frontali di ridotta altezza ma molto continui si dipartono dal fianco meridionale del Monte Né, con concavità rivolta verso ovest. Ghiacciai locali erano presenti nella Val Canale fino a Zanetti, agli Spiazzi di Gromo dove è conservata una bella morena, e nell'alta Valzurio con un ben evidente anfiteatro morenico. Il ghiacciaio seriano presenta, in queste ultime fasi, una ridotta capacità di erosione. I depositi terrazzati più antichi non sono stati infatti intaccati, ed estesi lembi sono osservabili ancora oggi in tutta la valle (terrazzi di Ardesio, di Piario-Villa d'Ogna, di Ludrigno, della pineta di Clusone). A Villa d'Ogna e nella pineta di Clusone in particolare si osserva la sovrapposizione dei depositi glaciali a ghiaie e conglomerati depositi precedentemente e formanti l'evidente terrazzo di quota 590. Tali depositi sono stati considerati sempre come legati all'ultima avanzata glaciale; non esistono però datazioni certe che confermino tale ipotesi.

Nella valle di Clusone non si hanno depositi glaciali legati all'ultima avanzata, ad esclusione degli apparati locali presenti sul versante meridionale della Presolana; due spettacolari morene laterali sottolineano, a nord di Bratto, la quota minima a cui è disceso uno di questi piccoli ghiacciai.

Il ghiacciaio camuno raggiunge i 975 metri di quota in corrispondenza di Bossico (morena laterale su cui sorge l'abitato), e risale la Val Borlezza colmandola nella parte alta di depositi di fondo, oggi visibili alla confluenza tra il Valeggia e la Val Trebes.

La più recente avanzata glaciale in quest'area è testimoniata da morene frontali ben evidenti a Songavazzo e a San Lorenzo di Rovetta, dove formano un anfiteatro allungato verso ovest (Maninetti, Dossi Casci, Cisi, Foppe). In questa direzione i depositi glaciali si raccordano con continuità alla piana di Clusone, coperta dal materiale trasportato dalle acque di fusione del ghiacciaio (depositi fluvioglaciali): essendo sbarrato infatti il naturale deflusso verso la Val Borlezza, il drenaggio attraverso la piana decorreva in questa fase in senso est-ovest, verso il Serio, raccogliendo anche le acque provenienti dalla Presolana e dal torrente Gera. Tali depositi sono legati ad una glaciazione del Pleistocene superiore, anteriore all'ultima.

La lingua glaciale che entra in Val Cavallina giunge presumibilmente a Berzo, lasciando le morene di Berzo, Grone e Bianzano, e, nell'ultimo glaciale, la piccola morena che chiude il lago presso il castello di Monasterolo.

Depositi recenti sono noti sulla sponda del lago d'Iseo fino circa 600 metri a Vigolo (A. Boni, G. Cassinis, 1973); la fronte del ghiacciaio camuno giunge fino alla pianura, costruendo le cerchie più interne dell'anfiteatro sebino.

In Valle di Scalve i ghiacciai della Valle del Vo e del Gleno confluivano nel ghiacciaio principale, che sbarrava la valle di Colere, si affacciava al colle di Vareno nella valle di Clusone, e scendeva quindi nella valle del Dezzo. Durante le fasi di ritiro le singole lingue, separandosi, davano luogo ad uno sbarramento, che permetteva l'instaurarsi di un bacino lacustre, testimoniato nei depositi dei terrazzi di Schilpario e Vilminore.

c) La Pianura Bergamasca

La pianura bergamasca è delimitata ad ovest dal fiume Adda e ad est dal fiume Oglio, ed è compresa nei fogli della carta topografica d'Italia n. 46 «Treviglio» e n. 33 «Bergamo». Questo settore di pianura è caratterizzato da morfologia movimentata con alti gradienti topografici, tipica delle aree marginali della pianura padana. L'area è ubicata nei domini fluviali dei fiumi Adda, Brembo, Serio, Cherio e Oglio. Questi fiumi hanno contribuito in larga misura alla formazione della pianura bergamasca stessa, con l'aggradazione dei conoidi di deiezione (circa 18 mila anni fa). La superficie topografica è perciò caratterizzata da una serie di corpi che si aprono a ventaglio, degradanti da nord a sud con pendenze comprese tra circa il 10% ed il 3% del limite meridionale dell'area studiata. La litologia di questa porzione di pianura è caratterizzata, a nord, da alluvioni fluvio-glaciali ghiaiose che divengono sabbioso-ghiaiose o sabbiose verso sud. Sui terrazzi preolocenici sono presenti su sedimenti ghiaiosi o sabbiosi coltri di alterazione di natura argillosa con spessore fino a 2,5 metri.

In quest'area possono essere evidenziate 5 diverse unità fisiografiche caratterizzate da forme distinte e peculiari. Procedendo da nord a sud si possono elencare:

a) l'unità fisiografica delle «formazioni prequaternarie» che possono essere considerate al di fuori del sistema fisiografico della pianura;

b) l'unità fisiografica dei «depositi morenici». Nell'area di studio, depositi morenici in senso stretto compaiono nel settore nord orientale, dove il fiume Oglio, all'uscita dal lago d'Iseo, si incanala. In questo settore, depositi morenici frontali hanno provocato lo sbarramento e il relativo innalzamento della soglia del lago stesso. La morena frontale è stata successivamente rimodellata da processi fluviali e fluvio-glaciali, quando il fiume Oglio ha cominciato ad incidere. In questa zona lo scaricatore ha perciò lasciato a propria testimonianza imponenti scarpate d'erosione, e almeno due evidenze di diversioni con paleoalvei, in sinistra Oglio, a quote più elevate dell'attuale corso d'acqua;

c) l'unità fisiografica dei «terrazzi preolocenici». Questa unità è caratterizzata da una superficie poco «fresca», resa meno aspra dalla prolungata esposizione agli agenti esogeni (pioggia, vento, ecc.) con forme quindi molto «addolcite» e pendenza di circa il 10%. L'età dei depositi, certamente più antichi degli attigui sedimenti del «livello fondamentale della pianura», è testimoniata dalla spessa coltre di alterazione superficiale che può raggiungere anche i 2,5 metri di spessore. Questi depositi, messi in posto prima della glaciazione würmiana (numerosi autori precedenti attribuiscono questi sedimenti al Mindel e al Mindel-Riss), formano i resti di un antico livello della pianura eroso precedentemente al peggioramento climatico würmiano. Tali terrazzi si trovano quindi attualmente nelle condizioni di superfici relitte in disequilibrio con il resto delle unità della pianura. Testimonianza di questo disequilibrio è rappresentata dalla abbondante presenza di vallecole con alto grado di incisione regressiva operante dal margine verso il centro dei terrazzi, a testimonianza del mutato equilibrio geomorfologico, che ha portato ad un aumento dell'energia di rilievo sui terrazzi stessi e all'abbassamento del livello di base della scarsa idrografia presente su di essi;

d) l'unità fisiografica del «livello fondamentale della pianura». Questa unità è caratterizzata dalla presenza dei grandi conoidi pedevalpini. Il tracciamento delle curve ipsometriche dell'area ha permesso la ricostruzione, con buona approssimazione, dei singoli corpi di aggradazione e le loro relative interdigitazioni. Le informazioni tratte dalla carta altimetrica sono poi confermate dalle tracce di paleoidrografia sul «livello fondamentale della pianura», che mostrano andamento concordante con le linee di massima pendenza dei conoidi. Le tracce di idrografia abbandonata riscontrabile in questo settore di pianura è di due tipi ben distinti; troviamo infatti grande abbondanza di tracce di tipo braided (corsi d'acqua a canali multipli intrecciati, a basso indice di sinuosità), soprattutto nell'area più orientale, nei domini dei fiumi Serio e Oglio; un secondo tipo di idrografia abbandonata, tipicamente meandriforme, è localizzato principalmente nella parte meridionale, con tracce poco evidenti e spesso leggermente incise sul «livello fondamentale della pianura». Queste ultime forme sottolineano la diminuzione della pendenza della superficie topografica al di sotto del 4‰. Statisticamente infatti possiamo osservare in tutta la pianura a nord del fiume Po (non solo in quest'area) che, alla pendenza del 4‰ circa, può essere condotto il limite tra l'idrografia braided e quella di tipo meandriforme, la maggior concentrazione delle risorgive e il limite inferiore dei conoidi, che al di sotto di tale valore, non sono più ricostruibili come corpi omogenei e definiti;

e) l'unità fisiografica delle «valli attuali». Questa unità è bordata da scarpate continue che la distinguono chiaramente dall'unità del «livello fondamentale della pianura». Arealmente è limitata ad una stretta fascia lungo i corsi d'acqua principali, e solamente lungo il fiume Adda si discosta da questo, assumendo una certa rilevanza areale. Le forme caratteristiche sono le scarpate che degradano da nord a sud da più di 20 metri (fiumi Adda, Brembo, Oglio), a pochi metri al limite meridionale dell'area. Un particolare abbastanza importante da osservare è costituito dalla presenza su questa unità fisiografica, di idrografia e paleoidrografia meandriforme alla stessa latitudine dell'antica idrografia del vicino «livello fondamentale della pianura», che invece è di tipo braided. Questa osservazione prova anche visivamente le diverse condizioni idrologiche che si svilupparono sul «livello fondamentale della pianura» rispetto a quelle attuali dell'unità delle «valli attuali».

Su tutte cinque le unità fisiografiche descritte si trovano forme legate all'intenso insediamento antropico, che si manifesta soprattutto nel settore occidentale al confine con la provincia di Milano. Il modellamento umano risulta marcato in tutta l'area, sia per quanto attiene alla rete irrigua artificiale estremamente densa, sia per la notevole quantità di cave presenti su tutto il territorio.

L'evoluzione della pianura bergamasca, così come per tutta l'area pedevalpina, è avvenuta per cicli. Per questo motivo sono presenti forme che divengono progressivamente più antiche verso i rilievi. Questo insieme di processi ha pertanto lasciato testimonianze legate ad acme glaciali più antichi dell'ultimo pleniglaciale würmiano, rappresentate dai terrazzi prewürmiani. La formazione della pianura è infatti avvenuta con il succedersi di fasi di aggradazione durante i periodi freddi, e di fasi di erosione durante i periodi a clima più mite. Per descrivere la

formazione della pianura attuale dobbiamo retrocedere nel tempo al Pleistocene superiore, precedentemente al massimo glaciale würmiano. In tale periodo si verificarono probabilmente condizioni di erosione che provocarono incisioni delle valli fluviali simili a quelle attuali, formazione di superfici relitte in pianura, e ripresa sui lembi relitti dell'azione pedogenetica (si parla spesso di suoli policiclici per i terrazzi pedalpini). Con l'instaurarsi di condizioni glaciali si ebbe una forte fase di aggradazione del sandur würmiano, con la formazione dell'attuale «livello fondamentale della pianura», che probabilmente perdurò anche nella fase di deglaciazione. Il successivo periodo olocenico vide la ricomparsa di condizioni erosive, la nuova formazione di valli incise, forti riduzioni di portata dei corsi d'acqua che condussero alla formazione dell'unità fisiografica delle «valli attuali». La riduzione di portata dei corsi d'acqua nella pianura a nord del fiume Po è testimoniata dalla presenza di tracce di paleoidrografia sovradimensionata rispetto all'attuale, con portate stimate in 20 volte maggiori delle attuali. Questo fenomeno è abbastanza noto nell'Europa continentale ed in nord America, ed è conosciuto come «underfit stream» (Davis, 1913; Dury, 1964). Le condizioni erosive scomparvero probabilmente nell'Olocene inferiore, quando la morfologia assunse il nuovo equilibrio, che probabilmente si è mantenuto senza grandi variazioni fino ai nostri giorni. L'individuazione di queste fasi cicliche di erosione e di aggradazione ci fanno ritenere che tali processi si siano ripetuti più volte dalla regressione pliocenica fino ad oggi, con meccanismi simili, ed innescati dalle condizioni climatiche alternativamente glaciali ed interglaciali.

Elementi di morfologia del territorio compreso tra i fiumi Adda e Oglio a sud di Bergamo

L'area compresa tra i fiumi Adda e Oglio a sud di Bergamo è caratterizzata da topografia degradante da nord a sud con pendenze generalmente comprese tra il 7-8 per mille e il 3-4 per mille. La superficie topografica nonostante le apparenze di tavolato regolarmente degradante verso sud, può essere scomposta in tre differenti superfici con caratteristiche morfometriche ben distinte. Presenta, infatti, gradienti topografici secondo tre principali direzioni di flusso che indicano tre corrispondenti andamenti preferenziali nella deposizione dei sedimenti della pianura bergamasca-cremonese. Ad occidente si possono osservare gradienti di pendenza che mostrano linee di flusso con disposizione a ventaglio dallo sbocco in pianura del Brembo fino alla latitudine di Casaletto Vaprio-Sergnano; ad oriente ben si individua un ventaglio di linee di flusso tra la confluenza del Cherio nell'Oglio ed il terrazzo di Romanengo-Melotta; infine, al centro sono individuabili le linee di flusso attribuibili al dominio fluviale del Serio comprese e controllate dalle due precedenti. Queste linee di flusso sono state ottenute tracciando curve perpendicolari alle isoipse tracciate a loro volta interpolando i punti quotati della carta tecnica regionale a scala 1:10.000. In realtà non sono stati utilizzati tutti i punti quotati ma solo quelli non interessati dalla presenza di manufatti che alterassero l'andamento naturale del territorio (argini, cave, ponti, ecc.). La visualizzazione delle linee di

massima pendenza mostra che nel settore centrale e centro occidentale la centuriazione romana ricalca tale direzione facilitando il drenaggio dell'area. Il drenaggio superficiale di questa zona attualmente buono, poteva in passato risultare difficoltoso a causa delle due soglie topografiche costituite dal terrazzo di Crema e dall'alto isolato di Romanengo-Melotta. La tradizione, infatti, ci riporta l'esistenza, nell'attuale valle dell'Adda, tra Lodi e Pizzighettone, del lago Gerundo, mentre a ovest di Crema, tra Ombriano, Vaiano Cremasco, Scannabue, Trescore Cremasco, Cremosano e Vairano riporta la presenza del Moso (G. Dossena e A. Veggiani, 1984). La porzione di territorio pianeggiante e topograficamente sopraelevata sulle due aree lacustri costituiva, secondo la tradizione, l'Insula Fulcheria; tale notizia può essere confermata dai depositi a granulometria fine e a maggior contenuto organico dell'area a ovest di Crema. Probabilmente non si trattava di veri e propri specchi lacustri, ma di aree a difficile drenaggio, interessate da paludi e ristagni d'acqua testimoniati anche dalle aree torbose di Crema e Ombrianello. Il secondo ostacolo al deflusso delle acque superficiali, più sopra accennato, è costituito dall'alto isolato di Romanengo-Melotta. Questo rappresenta la testimonianza relitta di un'antica superficie precedente alla glaciazione würmiana; a supporto di tale affermazione può essere citata la presenza di depositi eolici continui (copertura loessica) e pedogenesi molto più spinta rispetto all'adiacente superficie del «livello fondamentale della pianura» con un orizzonte profondo petroplintitico formatosi per accrescimento di noduli ferromanganesiferi fortemente cementati. L'interazione di questo alto topografico con i deflussi superficiali risulta tuttavia di scarsa importanza poiché tutto il settore orientale dell'area in esame non presenta, al contrario di quella centrale e occidentale, emersione della falda. Il «conoide» descritto in precedenza, con apice alla confluenza Cherio-Oglio è del tutto disattivato, il fiume Oglio ha infatti subito una diversione, in periodo probabilmente preolocenico, all'altezza di Civate al Piano, probabilmente per la «pressione» esercitata dal Cherio, deviando lungo la direzione di quest'ultimo. L'attribuzione della diversione ad un periodo anteriore all'Olocene è autorizzata dalla presenza tra l'alto di Romanengo-Melotta e l'attuale alveo dell'Oglio di un paleoalveo sovradimensionato rispetto all'odierna idrografia con caratteristiche tali da doverne attribuire l'attività al tardo Pleistocene. La cospicua incisione del fiume Oglio, delimitata da scarpate continue con dislivelli superiori a 5 metri, ha provocato l'abbassamento del livello freatico e l'assenza di risorgive nella fascia di territorio a ovest dell'Oglio tra Martinengo e l'alto di Romanengo-Melotta. La centuriazione ha quindi rispettato le linee di massima pendenza nelle aree a drenaggio più difficoltoso mentre ha tagliato queste linee nell'area a minor abbondanza di acque superficiali.

La morfologia dell'area è quindi caratterizzata da tre corpi di aggradazione (conoidi) principali, coalescenti, non distinguibili se non con indagini topografiche di dettaglio; la superficie fino alla latitudine di Crema si presenta dal punto di vista morfologico relativamente poco «fresca» per la prolungata esposizione agli agenti esogeni (pioggia, ruscellamento superficiale, vento, ecc.) e per l'assenza di variazioni idrografiche significative. Nella zona meridionale, invece, la superficie topografica si presenta molto più «movimentata» con incisioni più «fresche», alcune

ancora in approfondimento. I motivi di questa attività olocenica non sono del tutto chiari ma potrebbero collegarsi all'azione di erosione regressiva, attuata a partire dai livelli di base dei principali fiumi alpini, dopo l'incisione, in periodo postwürmiano, delle «valli attuali». Altro motivo che potrebbe contribuire al mantenimento di un grado medio di attività erosiva potrebbe essere costituito dalla presenza in queste aree di movimenti tettonici quali la sinclinale di Crema, le anticlinali di Ripalta-Bordolano sudvergente e di Cavriaga-Soresina nordvergente con probabile loro attività anche nel Quaternario.

La superficie dell'area compresa tra i fiumi Adda e Oglio, per quanto detto sopra, è caratterizzata da morfologia connessa con le acque di ruscellamento superficiale, le forme caratteristiche sono quindi costituite da tracce riferibili a corsi d'acqua a canali pluricursali intrecciati, a basso indice di sinuosità a nord, e a corsi d'acqua monocursali meandrici più a sud. La litologia prevalente dei corpi di aggradazione che costituiscono la piana fluvioglaciale würmiana, caratterizzati dalle tracce di corsi d'acqua a canali multipli, è prevalentemente ghiaiosa e diminuisce granulometricamente verso sud con continuità fino alle sabbie, nelle zone meridionali di Ripalta-Madignano, dove le forme tipiche sono quelle propriamente meandrici.

Le caratteristiche morfologiche e litologiche dell'area ci permettono due rapide considerazioni sul condizionamento del paesaggio sulla popolazione del periodo romano. La prima considerazione riguarda la viabilità, sensibilmente controllata da Adda e Oglio, molto meno dal Serio che presenta ripe d'incisione di modesta entità e mantiene un corso a canali multipli (facilmente superabili in periodi di portata normale) per gran parte del suo corso nell'area. La seconda considerazione riguarda la reperibilità di argilla per laterizi. In quest'area vi è scarsa disponibilità di materiale argilloso che poteva essere recuperato nella zona meridionale nelle aree a ovest di Crema o in qualche meandro abbandonato dell'Adda o più difficilmente dell'Oglio. Dall'alterazione superficiale dell'alto di Romanengo-Melotta poteva sicuramente essere recuperato materiale giallastro adatto alla lavorazione in fornace mentre per la zona settentrionale il materiale argilloso doveva provenire da aree appartenenti ai primi rilievi, in particolare dai «terrazzi prewürmiani» (Diluvium Antico Auctorum) di Telgate ad est e di Trezzano e Capriate a ovest. Questi «terrazzi prewürmiani» presentano alterazione superficiale rossastra, comunemente conosciuta con il nome di ferretto, che tuttora è ampiamente sfruttata per la produzione di laterizi.

d) Paleosuoli, la pedogenesi olocenica e la distribuzione dei suoli attuali

Il territorio bergamasco è scarsamente conosciuto sotto l'aspetto pedologico e geopedologico. Mancano inoltre le conoscenze dirette di carattere geoarcheologico e paleobotanico che in altre regioni dell'Italia Settentrionale hanno consentito di ricostruire in parte l'evoluzione ambientale

del territorio durante l'Olocene (per esempio nell'Appennino emiliano, nella val padana centrale e nelle valli trentine).

A fronte dell'impossibilità di tracciare una storia dettagliata, ci limiteremo a presentare i lineamenti essenziali dell'evoluzione pedogenetica nell'Olocene. La nomenclatura segue essenzialmente Duchaufour (1983).

Cenni sui paleosuoli e sullo sviluppo dei suoli durante l'Olocene

Ampi settori del territorio bergamasco non sono stati interessati dalle avanzate glaciali nel Quaternario, ma parte delle aree non glacializzate sono andate soggette a processi di erosione (esempio: versanti soggetti a demolizione in ambiente periglaciale) o di aggradazione (buona parte della pianura), che hanno distrutto o sepolto i suoli pre-würmiani. Per questo motivo, su buona parte del territorio bergamasco il tempo zero per l'evoluzione del suolo data al miglioramento climatico responsabile del regresso dei ghiacciai nel Tardoglaciale, che si verificò circa tra 15.000 e 10.000 anni fa.

I paleosuoli. Non devono tuttavia essere sottovalutate alcune unità fisiografiche sulle quali i paleosuoli pre-würmiani hanno potuto conservarsi. Le principali sono le seguenti:

- a) Paleoaltipiani su substrato calcareo-dolomitico e versanti a debole inclinazione raccordati a tali altipiani. Esempi: Monte Zucco; Monte di Nese, Selvino; Monte Alben.
- b) Terrazzi preolocenici nelle alluvioni antiche dei sistemi dell'Adda, del Brembo, del Serio, del Cherio e dell'Oglio.
- c) Terrazzi in depositi di versante (brecce) di età pleistocenica inferiore. Sono particolarmente estesi quelli della valle di Clusone (Fino del Monte, Castione, Dorga-Bratto).
- d) Depositii glaciali precedenti l'ultima avanzata glaciale, prevalentemente di pertinenza dei ghiacciai maggiori (ramo di Lecco del ghiacciaio dell'Adda; ghiacciaio camuno).

Le coperture pedogenetiche prewürmiane sono rappresentate per lo più da successioni di suoli sepolti e/o di vetusuoli fersiallitici, che, su substrati carbonatici particolarmente «duri», poco alterabili (come la dolomia principale), si presentano intensamente rosse (Terra Rossa). Nella loro parte superiore queste successioni presentano spesso uno o più episodi di deposizione eolica evoluti in condizioni di clima subtropicale, o temperato caldo ed umido a stagioni contrastate.

I paleosuoli rivestono grande interesse storico circa le potenzialità d'uso del territorio, perché, malgrado i loro requisiti, che li rendono poco adatti alle colture (sono infatti argillosi e a difficile drenaggio), possono essere utilizzati come pascoli stabili (Castione della Presolana, Bratto, Monte di Nese, Monte Zucco) o come castagneti da frutto (colli di Bergamo). I requisiti sono spesso migliorati dalla pedogenesi olocenica (brunificazione degli orizzonti superiori del profilo e regressione della rubefazione), sicché vi si possono trovare prati falciabili. Queste

potenzialità d'uso acquisiscono maggiore significato se si tiene conto della notevole estensione delle aree «improduttive» nelle prealpi calcaree, per via della scarsa evoluzione dei suoli.

Sviluppo dei suoli durante l'Olocene. Tra i fattori ambientali che definiscono i caratteri dell'evoluzione pedogenetica, prenderemo in considerazione innanzitutto l'azione del clima e della vegetazione. Numerosi studi di carattere pollinico, paleobotanico, geoarcheologico e glaciologico indicano che durante l'Olocene inferiore (periodi Boreale e Atlantico secondo la stratigrafia pollinica) in Italia Settentrionale vi fu un periodo di «optimum climatico», durante il quale il limite superiore della vegetazione forestale si portò a quote elevate e le condizioni termo-pluviometriche favorirono la pedogenesi. I dati relativi a queste vicende nel territorio bergamasco sono molto scarsi. Nel territorio di Foppolo (alta Valle Brembana) è documentata la presenza di podzol boreali sepolti fino a 2.100 m.s.l.m. Questi suoli testimoniano la presenza della taiga (foreste di conifere con sottobosco ad ericacee) al di sopra del limite attuale della vegetazione forestale durante l'Olocene inferiore e/o medio, ma il successivo abbassamento del limite va forse attribuito ad antichi disboscamenti, piuttosto che ad un peggioramento climatico.

La pedogenesi nell'Olocene inferiore e medio nel territorio bergamasco avveniva dunque prevalentemente in ambiente forestale: si sviluppavano suoli bruni forestali, talora lisciviati (alfisuoli) nella fascia montana (M. Cremaschi, 1984) e in pianura, sul livello fondamentale; mentre alle quote superiori, in rapporto con le foreste di conifere, evolvevano suoli podzolici di tipo boreale. Tuttavia in molte zone lo sviluppo dei suoli era lento o nullo, a causa dell'attività dei versanti (valle di Clusone) o del substrato particolarmente resistente all'alterazione (versanti in dolomia principale; esempio: Valle di Vertova). In queste aree i suoli restano poco evoluti durante tutto l'Olocene (entisuoli: litosuoli e rendzine nelle prealpi).

A partire dal Subboreale (2500 a.C. circa) sulle Alpi e l'Appennino emiliano si verifica una fase di peggioramento climatico, evidenziata sia da avanzate dei ghiacciai alpini, che da evidenze di mobilitazione dei versanti, in aree precedentemente stabili. È documentata in molte località l'evoluzione di suoli colluviali, derivati per accumulo di materiali lentamente discesi lungo i versanti. Purtroppo i riscontri per il territorio bergamasco sono scarsi.

L'ultimo importante evento della storia pedogenetica nell'Olocene è costituito dall'intensificarsi della frequentazione antropica e quindi dal disboscamento, in seguito al quale vengono favoriti i processi erosivi a carico dei suoli e viene favorita l'attività dei versanti. L'abbassamento del limite superiore del bosco per fare spazio a pascoli alpini è evidente in molte successioni pedostratigrafiche sia nelle Alpi Orobie che nelle Prealpi Bergamasche. Sul Monte Alben, al limite superiore della faggeta, si trovano talora suoli bruni forestali sepolti da depositi colluviali, conseguenti alla rimozione della foresta avvenuta nell'Olocene superiore. Sul Pizzo Formico, in aree attualmente del tutto prive di vegetazione forestale (Monte Farno), si trovano orizzonti brunificati a carboni, sepolti sotto colluvi (C. Ravazzi, non pubbl.). Al passo del

Vivione, nonché nelle zone di Foppolo e del lago artificiale del Barbellino, in aree attualmente di pascolo, si trovano suoli podzolici.

La distribuzione dei suoli attuali

Ci occuperemo ora sinteticamente della distribuzione dei suoli nel territorio bergamasco. La nomenclatura fa riferimento a Duchaufour (1983), ma il lettore potrà trovare esaurienti spiegazioni sui termini usati anche in D. Magaldi e G.A. Ferrari (1984) o in M. Cremaschi e G. Rodolfi (1991).

Suoli poco evoluti. I suoli colluviali sono diffusi in tutta la regione delle Prealpi e delle Alpi Orobie, soprattutto in rapporto con canali di valanga e conoidi alluvionali allo sbocco di canaloni. Attualmente presentano vegetazione di prato o di pascolo.

Suoli poco differenziati umiferi desaturati. Diffusi negli orizzonti subalpino ed alpino nel settore delle Alpi Orobie, su substrato a prevalente composizione silicatica. Sono tipicamente associati alla vegetazione delle praterie d'altitudine oltre il limite del bosco (pascoli e praterie). Si tratta per lo più di ranker d'erosione di versante. Nell'orizzonte subalpino si trovano comunemente ranker podzolizzati, indicativi della potenzialità della vegetazione arbustiva di espandersi in aree occupate dal pascolo.

Suoli calcimagnesiaci. Molto diffusi a tutte le quote nel settore delle Prealpi lombarde, su substrato a prevalente composizione carbonatica. Estremamente frequenti le rendzine e le pararendzine dolomitiche, scarsamente evolute e con profilo poco profondo, tipiche dei versanti con vegetazione di prateria calcifila. Le rendzine di bassa quota sono più aride e meno umifere, con potenzialità d'uso assai limitate; oltre il limite del bosco si trovano invece tipi che sopportano il pascolo stabile.

Suoli saturati in carbonati, interessati da processi di brunificazione in ambiente forestale (faggete) o di boscaglia (ostrieti), sono diffusi su substrato carbonatico «duro» (dolomia principale) nella bergamasca occidentale e centrale: Valle Imagna, Val Taleggio (parte bassa), Val Brembana, Val Serina, Valle del Riso (parte alta).

Sui versanti freddi ed umidi dei massicci carbonatici più elevati si trovano suoli litocalcici a mor in rapporto con foreste boreali di conifere (Campelli di Schilpario, Valle di Scalve).

Suoli brunificati. I suoli bruni si localizzano prevalentemente in aree di pertinenza forestale (castagneti, faggete, boschi misti di latifoglie, boschi misti di latifoglie e conifere, abetine), sia nelle prealpi che nel settore più interno delle Orobie. Sono fertili e per questo spesso convertiti a prati falciati. I suoli lisciviati caratterizzano il livello fondamentale della pianura, in aree ben drenate.

Suoli podzolizzati. Podzol boreali sono tipicamente associati ai boschi di conifere su substrato silicatico, nel settore delle Alpi Orobie, per lo più nell'orizzonte subalpino (fascia boreale sec. Pignatti, 1979). Suoli podzolici si trovano anche più in basso, in aree fortemente drenate, sotto copertura di abete rosso (Valle di Scalve).

Un podzol umo-ferruginoso di tipo atlantico è stato individuato a Salmezza - bassa Valle Seriana - ma si tratta di un caso isolato. Processi di podzolizzazione per degradazione della vegetazione sono attivi in alcuni castagneti dei colli di Bergamo.

Suoli idromorfi. Torbe eutrofiche di tipo «fen» sono presenti in ambiente alpino e subalpino, nel settore delle Alpi Orobie. Sono legate esclusivamente a situazioni stagionali di ristagno d'acqua. Suoli di tipo gley, caratterizzati da un orizzonte G celeste o verdastro, si trovano frequentemente nell'area pedemontana in aree che furono bacini lacustri o palustri durante il Pleistocene: all'interno delle valli laterali nella media e bassa Valle Seriana e Val Cavallina ed inoltre ai piedi dei colli di Bergamo (Longuelo, Petosino).

Nel settore più basso della pianura bergamasca, al di sotto della linea dei fontanili, sono diffusi suoli poco evoluti con orizzonte a gley.

Suoli ricchi in sesquiossidi. Ricorrono nel territorio bergamasco esclusivamente come paleosuoli.

e) La classificazione dei depositi quaternari

Occorre ricordare che l'intero sistema di classificazione dei depositi quaternari è stato da poco revisionato. Tali depositi, che sono di fatto i più superficiali, presentano particolarità che da sempre hanno reso problematica la scelta delle unità stratigrafiche da utilizzare per una loro corretta classificazione, tant'è che i nuovi lavori di rilevamento e di elaborazione grafica, hanno utilizzato unità di tipo UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Units*). Un'unità di questo tipo corrisponde ad un corpo di rocce sedimentarie appartenenti ad un determinato evento deposizionale. I limiti fra le diverse unità sono rappresentati da superfici di discontinuità, compresa l'attuale superficie topografica, corrispondenti a lacune stratigrafiche (per erosione o mancata sedimentazione) di estensione cronologica ed areale significativa. Non sempre i limiti tra le diverse unità s'impostano laddove esistono elementi di discontinuità; l'interpretazione genetica, la morfologia ed i caratteri dei suoli, possono concorrere all'identificazione dei limiti, pur non rientrando direttamente nella definizione dell'unità. A titolo di esempio, la transizione tra l'Unità di Cologno e l'U. di Torre Boldone si giustifica sulla base di diversità genetiche e tessiturali che le caratterizzano, pur non trovandosi sul territorio elementi di discontinuità stratigrafica in senso stretto.

Per quanto concerne la metodologia di classificazione, ad un rango superiore si colloca il "Complesso", che viene utilizzato per riunire più unità stratigraficamente ben definite ed accomunate da qualche carattere, o per raggruppare corpi geologici nei quali è possibile riconoscere la presenza di differenti fasi deposizionali, ma non attribuibili con sicurezza all'una o all'altra di esse (ad es. Complesso Alteritico).

Nell'ambito del Quaternario, le *unità litostratigrafiche* sono state utilizzate esclusivamente per alcuni corpi sedimentari conglomeratici, in genere senza espressione morfologica propria, in cui il criterio litologico costituisce l'elemento di caratterizzazione primario e sufficiente ed in cui i suoli o altre caratteristiche genetiche, non sono necessarie al loro riconoscimento (ad es. Conglomerati di Seriate).

1.2.3. Caratteristiche ed estensione dei principali acquiferi sotterranei

Estratto da PTCP Provincia di Bergamo

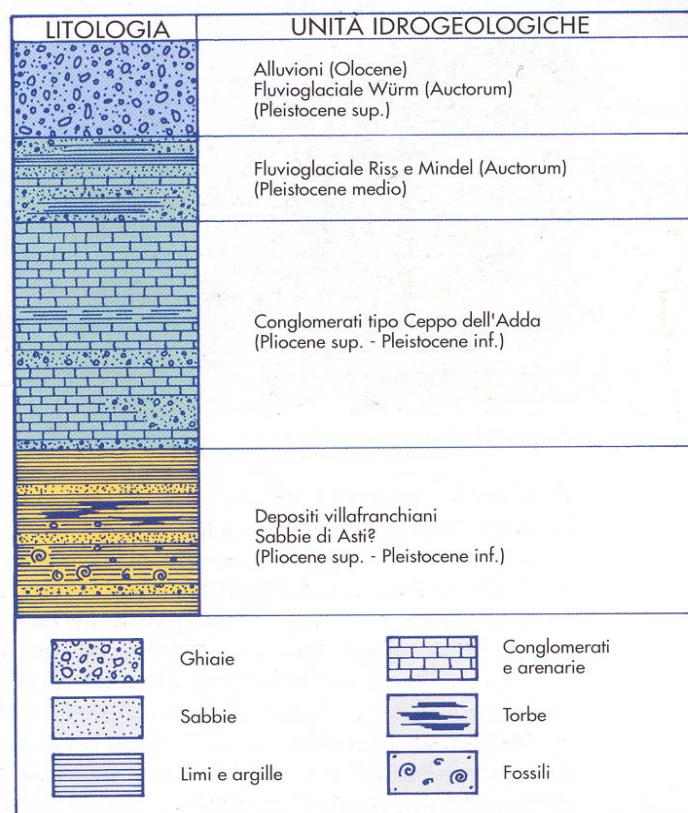
Le falde idriche della pianura

La pianura bergamasca, costruita nella sua parte più superficiale dai sedimenti del Brembo, del Serio e dell'Oglio rappresenta un ottimo serbatoio di acque sotterranee largamente sfruttate sia a scopo idropotabile che per irrigazione.

La superficie superiore della falda freatica, - la cosiddetta «tavola d'acqua» - al di sotto della quale tutti i pori e le fratture sono riempiti d'acqua, al nord si trova a profondità variabile mentre al sud, al confine con la provincia di Cremona, viene a giorno nella zona delle risorgive, caratterizzata dalla presenza di fontanili.

Lo schema delle unità idrogeologiche ci mostra dall'alto una successione di depositi alluvionali ghiaiosi inferiormente cementati (conglomerati) che giacciono su limi e argille, intercalati con strati di sabbia e di ghiaie sciolte. Questa formazione, sottostante ai depositi alluvionali, costituisce la «base» dell'acquifero superiore e a sua volta contiene, nei livelli permeabili, consistenti riserve idriche.

Figura 1 - Rappresentazione schematica della successione stratigrafica dal Pliocene inf. all'Olocene



Per quanto sussistano incertezze a proposito della cronologia, i depositi sciolti, la cui superficie costituisce il «livello fondamentale della pianura», risalirebbero al Pleistocene superiore («Fluvioglaciale Würm» degli autori). In corrispondenza e a lato degli alvei di Adda, Brembo, Serio e Oglio, esistono depositi alluvionali ghiaiosi sedimentati durante il post-glaciale (Olocene). I fiumi hanno inciso il loro letto, nel quale depositano ora in prevalenza ghiaie, nei sedimenti più antichi (del Pleistocene superiore) e scorrono sul fondo di depressioni delimitate da scarpate. Fa eccezione il Serio che, per larga parte del suo percorso, non è fiancheggiato da balze, ma scorre a livello dei depositi fluviali più antichi.

Nel sottosuolo, nell'ambito dei depositi alluvionali, al di sotto dei ghiaiosi riferiti al Pleistocene superiore, ne seguono altri sempre fluviali, nei quali si intercalano livelli sabbiosi, limosi e argillosi. Talvolta le ghiaie, cementate dall'acqua sotterranea, si presentano in forma di conglomerati. Questa seconda unità è attribuita al Pleistocene medio («Fluvioglaciale Riss» degli autori).

I conglomerati predominano nell'unità sottostante, dove raggiungono uno spessore massimo di circa 260 m nel sottosuolo di Verdello-Verdellino: questa formazione, nota come Ceppo dell'Adda, affiora in superficie lungo l'omonimo fiume e il Brembo in prossimità della confluenza dei due, rispettivamente nelle zone di Paderno-Trezzo e di Brembate, nonché lungo il Serio nei dintorni di Seriate.

L'acquifero superiore è pertanto costituito dalle tre unità ora citate; l'acqua di falda si aduna e scorre nei pori delle ghiaie e sabbie e nelle fratture ed eventuali cavità dei conglomerati.

Le maggiori potenzialità idriche sono quelle offerte dai depositi prevalentemente ghiaiosi recenti, che consentono portate specifiche dei pozzi di oltre 20 litri al secondo per metro; minori sono invece le portate specifiche ottenibili dai pozzi che si spingono nei sottostanti depositi fluviali antichi e nei conglomerati.

La base dell'acquifero superiore è data, come si è già ricordato, da depositi argillosi, limosi e sabbiosi, che superiormente sono di origine continentale contenendo livelli di torba, espressione di sedimentazione palustre («Villafranchiano» degli autori) e inferiormente di origine lagunare e marina, contenendo fossili di tali ambienti (Pliocene). Le falde profonde in pressione, maggiormente protette dagli inquinamenti ma di non eccessiva potenzialità, sono contenute nei livelli sabbiosi e ghiaiosi intercalati nei limi e nelle argille.

Lo spessore delle differenti unità sopra elencate, varia sensibilmente nei diversi luoghi della pianura, come mostrano le sezioni geologiche schematiche. In particolare una «dorsale» sepolta nella media pianura, evidenziata da un sollevamento della base impermeabile, determina la locale riduzione dello spessore dei depositi continentali del Pleistocene medio e inferiore.

Alimentazione e flusso della falda. L'acqua sotterranea contenuta nei depositi post-villafranchiani è presente in livelli tra loro comunicanti, non essendo separati da strati impermeabili continui.

L'alimentazione della falda è assicurata dalle precipitazioni, dall'irrigazione e dalla percolazione diretta al di sotto degli alvei dei fiumi, nei punti in cui questi al contrario non drenino l'acqua sotterranea.

La falda, come si è visto, è delimitata superiormente da una superficie detta «tavola d'acqua», il cui andamento è reso evidente in apposite carte che riportano le linee isopiezometriche, che uniscono fra loro i punti in cui la tavola d'acqua ha la stessa quota sul livello del mare (le isopiezometriche mostrano la superficie superiore della falda così come le isoipse uniscono, in una carta topografica, i punti con la stessa altitudine). Poiché la tavola d'acqua oscilla in relazione a diverse cause - al variare delle precipitazioni, dei cicli di irrigazione e dell'entità di emungimento - le carte delle isopiezometriche devono essere datate.

Da esse è possibile ricavare le direzioni di flusso della falda, che sono perpendicolari in ogni luogo alle suddette linee e orientate dai punti in cui la superficie è più elevata a quelli in cui è più bassa. L'esame di tali carte mostra che nella bassa pianura bergamasca il flusso è complessivamente orientato verso sud, con leggeri locali scostamenti da questa direzione tuttavia rimanendo verso i quadranti meridionali. Differente è la situazione nella parte settentrionale della pianura, dove l'andamento «regionale» è pur sempre disposto verso sud, mentre localmente vi sono flussi anche in altre direzioni.

La velocità del flusso, che può essere determinata con differenti tecniche, è presumibilmente dell'ordine di alcuni decimetri al giorno in media, in analogia con quella misurata nei depositi alluvionali.

I gradienti idraulici, ossia le differenze di quota della superficie piezometrica per unità di lunghezza valutata nella direzione di massima pendenza della tavola d'acqua, sono maggiori nella pianura settentrionale, dove le isopiezometriche sono fra loro più vicine assumendo valori dell'ordine del 2-5%. Si riducono allo 0,2% nella parte medio-alta e in quella più bassa della pianura: tra queste ultime due zone, un incremento fino allo 0,5% è causato dalla presenza della «dorsale sepolta» resa evidente, dalla riduzione dello spessore dei depositi permeabili.

Caratteristiche idrochimiche fondamentali. Le acque contenute nei depositi alluvionali post-villafrafranchiani sono largamente sfruttate non solo per l'approvvigionamento idropotabile, ma anche per usi agricoli e industriali. Le analisi chimiche consentono di classificare tali acque tra le bicarbonato-alcalino-terrose al pari di tutte le acque fluenti in depositi sciolti largamente carbonatici (a ciottoli e sabbie costituite da calcari e dolomie) nelle quali gli ioni prevalenti sono il bicarbonato (HCO_3^-), il calcio (Ca_2^+) e subordinatamente il magnesio (Mg_2^+). Per avere un'idea del grado di mineralizzazione si può pertanto misurare agevolmente la durezza, che si esprime solitamente in gradi francesi, essendo 1 °F pari a 10 mg/l di calcite (CaCO_3). Nella pianura bergamasca il valore di tale parametro in genere varia da 25 a 35 °F.

Minori informazioni si hanno sulla mineralizzazione delle acque più profonde, contenute in falde artesiane nelle unità villafranchiane e plioceniche. Nella bassa pianura tali acque hanno a volte tracce di idrogeno solforato che ne riduce la possibilità di sfruttamento, del resto condizionato

anche dalla bassa velocità di ricarica delle falde. Di recente si è cominciato il prelievo di queste risorse profonde per via di una maggiore protezione dagli inquinanti. Al lungo tempo necessario per la ricarica si aggiunge il timore di un richiamo verso il basso - attraverso livelli semipermeabili - di acque soprastanti inquinate, che potrebbe essere prodotto dal pompaggio. È nota, infatti, l'esposizione delle falde meno profonde agli inquinamenti soprattutto da parte di pesticidi (tra i quali principalmente l'atrazina), solventi clorurati e fosfati organici. Una ulteriore minaccia è costituita dal progressivo aumento del tenore dei nitrati, un fenomeno questo, ormai diffuso ovunque.

Le Sorgenti

Nell'ambito dei sistemi idrologici caratteristici del territorio bergamasco (bacini del fiume Serio, fiume Brembo, fiume Cherio, e altri minori), le sorgenti permettono di quantificare il deflusso sotterraneo naturale medio, cioè quella frazione della precipitazione efficace (quantità d'acqua fornita dalle precipitazioni che rimane disponibile sulla superficie del suolo, dopo sottrazione delle perdite per evapotraspirazione reale) che, infiltratasi nel sottosuolo, ritorna in superficie dopo un percorso più o meno lungo e complicato. Si tratta di una frazione poco rilevante, se rapportata al volume idrico globale coinvolto nel complesso ciclo dell'acqua, e tuttavia vitale se considerata alla luce delle disponibilità nell'ambito dei quantitativi d'acqua di cui si può fruire.

Bacino idrogeologico

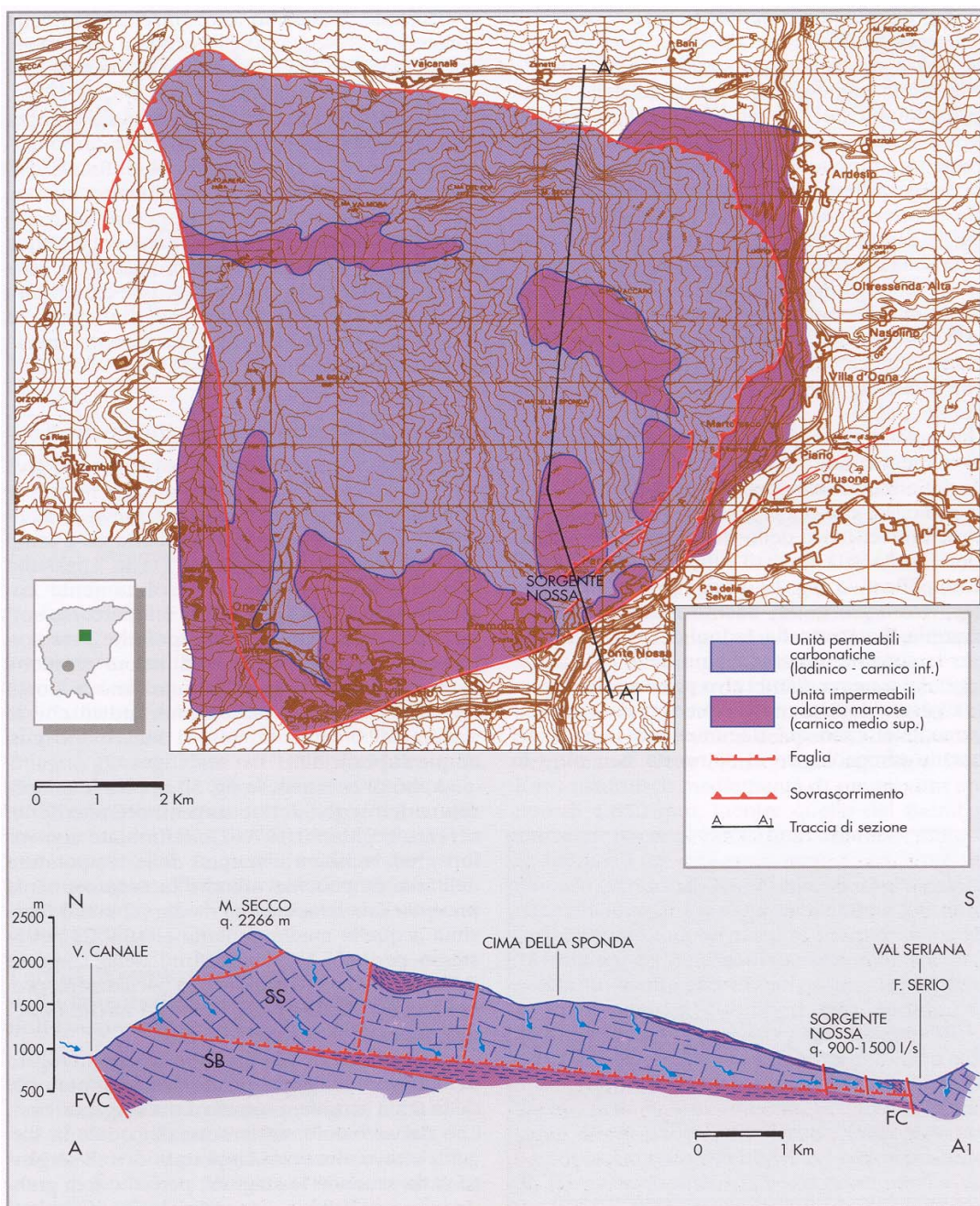
Ogni sorgente o insieme di sorgenti è strettamente legata ad un serbatoio o formazione idrogeologica che condiziona pertanto sia lo stoccaggio dell'acqua sotterranea che le modalità di liberazione.

La circolazione dell'acqua sotterranea è orientata, in linea generale, dalla forza di gravità, ma è nel contempo strettamente correlata alla forma, dimensione, frequenza delle cavità intercomunicanti che attraversano le rocce rendendole permeabili. Il bacino idrogeologico rappresenta, dunque, la trama solida della struttura dell'acquifero e si caratterizza per la morfologia, l'interconnessione e la genesi dei vuoti e per le caratteristiche geochimiche; i primi assicurano la continuità del mezzo acquifero, le seconde condizionano la qualità dell'acqua. Già Plinio, a conferma dell'intima relazione esistente fra natura del substrato roccioso e composizione chimica delle acque di sorgente, scriveva che «*tales sunt aquae qualis est terra per quam fluant*».

La delimitazione del bacino idrogeologico o di alimentazione richiede l'effettuazione di indagini orientate alla identificazione dell'orizzonte geologico che alimenta la sorgente, alla ricostruzione tettonica dello stesso ed alla delimitazione della sua area di affioramento. A titolo esemplificativo si riporta la rappresentazione del bacino alimentatore potenziale ipotizzata da Jadoul, Pozzi e Pestrin, per la sorgente Nossana, una delle più importanti del sistema distributivo provinciale, captata e gestita dall'Azienda acquedotti civici di Bergamo. Nel caso

qui documentato i limiti del bacino idrogeologico si spingono ben oltre lo spartiacque del bacino idrografico sotteso dalla sorgente (Val Nossana) giungendo a interessare anche la vicina Val Fontagnone e una parte del versante della Valcanale.

Figura 2 - Carta e profilo idrogeologico del bacino di alimentazione potenziale della sorgente Nossana



(Abbreviazioni: FVC: Faglia di Val Canale; SB: Sovrascorrimento Basale; SS: Sovrascorrimenti Superiori; FC: Faglia di Clusone)

Fonte: Jadoul, Pozzi, Pestrin, "La sorgente Nossana", 1985

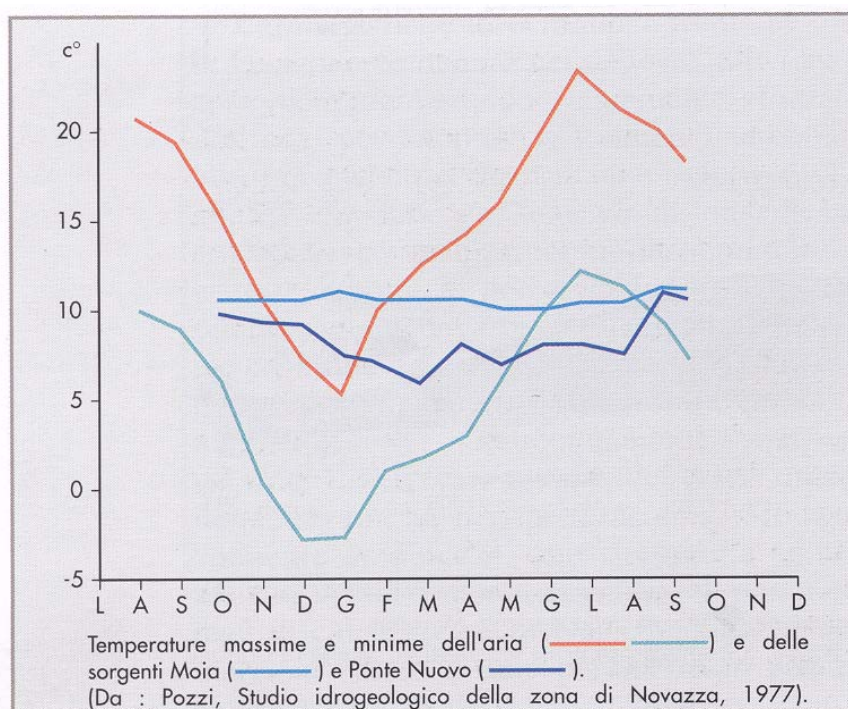
Il substrato roccioso entro il quale è impostato il serbatoio è costituito da unità carbonatiche (calcare di Esino, formazione di Breno, calcare metallifero bergamasco) compatte, ma con sistemi di fessure che l'azione meccanica e chimica (dissoluzione dei carbonati) delle acque infiltranti ha allargato trasformandole in condotti, canali e cavità anche di grosse dimensioni (fenomeno di carsificazione) sedi di una risorsa idrica di notevole quantità. La portata media sfruttata, infatti, oscilla fra 900 e 1.500 litri al secondo.

Parametri fisici di interesse idrogeologico

Elementi caratterizzanti le acque sorgive sono la temperatura e la portata. Di norma la temperatura media dell'acqua sorgiva si avvicina a quella media annua dell'aria ed è tanto più uniforme (come osserva Desio «nessuna sorgente ha temperatura assolutamente costante») quanto più profondo è il percorso sotterraneo dell'acqua. Il fatto poi che una sorgente non risenta delle oscillazioni termiche giornaliere, che si manifestano sino a pochi metri di profondità nel terreno, indica che le acque della sorgente non si mescolano con acque superficiali.

A mò di esempio, la figura successiva riporta le temperature dell'acqua di due sorgenti dell'alto Serio, rilevate negli anni 1976-77, raffrontate con valori medi massimi e minimi delle temperature dell'aria. Si può rilevare che la sorgente Moia presenta una temperatura media (10,6 °C) prossima a quella media dell'aria (10,54 °C) per lo stesso periodo. La temperatura della sorgente Ponte Nuovo, invece, presenta oscillazioni, probabilmente derivanti dall'apporto anche di acque superficiali legate al disgelo.

Figura 3 - Temperature dell'aria e delle sorgenti Moia e Ponte Nuovo (Alto Serio)



La portata, cioè la quantità d'acqua erogata nell'unità di tempo, dipende dalla portata utile della falda acquifera sottesa dalla sorgente, nonché dal serbatoio sotterraneo dal quale la sorgente riceve alimento. La portata di una sorgente varia secondo le stagioni; pertanto è di grande interesse pratico, conoscere le sue variazioni (regime idrologico della sorgente). Un regime relativamente costante è fra le condizioni ottimali per il suo sfruttamento.

La variabilità della curva di efflusso di una sorgente, quando assuma periodicità regolare e costante, può fornire utili indicazioni sulla forma del serbatoio d'acqua sotterraneo e sul collegamento dello stesso alla bocca di erogazione. È il caso di alcune sorgenti della Valle Imagna già segnalate nel 1825 da Maironi da Ponte e studiate da Zambelli nel 1978.

Fattori di condizionamento dell'alimentazione e dell'emergenza delle acque sotterranee

Il territorio bergamasco è ricco di manifestazioni sorgentizie (anche se quelle con portate significative sono in numero esiguo) a causa di un afflusso meteorico abbastanza elevato e di una costituzione geologica favorevole, anche per zone molto estese, all'immagazzinamento delle acque di infiltrazione.

La ricchezza di riserve idriche attirò l'interesse della confinante provincia milanese che, nell'Ottocento, valutò l'opportunità di captare le manifestazioni idriche della Goggia e di altre a nord di Camerata Cornello, in Val Brembana, allo scopo di addurle a Milano.

Per quanto riguarda l'afflusso meteorico, elaborazioni svolte dall'Ufficio idrografico del Po, mostrano che il bacino del Serio, alla chiusura del ponte di Cene (con un'area sottesa di 455 Km²) usufruisce mediamente di un apporto annuo di 1.650 mm, mentre quello del Brembo, chiuso al ponte di Briolo (con un areale sotteso di 765 Km²) nel medesimo periodo ha avuto un afflusso annuo di 1.552 mm. Il che significa che, nell'arco di un anno, nell'ambito dei territori ricordati cadono rispettivamente in media 751 milioni e 1,2 miliardi di metri cubi d'acqua.

Da un punto di vista strettamente idrogeologico, da nord a sud, il territorio montuoso e collinare bergamasco può essere suddiviso in tre zone sufficientemente omogenee. Una prima zona, la più settentrionale, comprende le testate delle valli Brembana, Seriana ed il versante destro del torrente Dezzo. Essa presenta un substrato roccioso quasi del tutto costituito da formazioni paleozoiche, a permeabilità da media o ridotta, al cui interno la circolazione idrica avviene lungo piani di scistosità o lungo fratture il più delle volte suturate da cataclasiti. Inoltre mancano rocce incoerenti (depositi glaciali più o meno rimaneggiati e detriti di falda) con spessori sufficienti a costituire serbatoi importanti.

La seconda zona si estende a sud sino all'Anticlinale dell'Albenza in senso lato. Il substrato roccioso è costituito da formazioni mesozoiche, calcaree, calcareo-dolomitiche, calcareo-marnose ed argillitiche ritmicamente alternate nella successione stratigrafica generale. La permeabilità appare complessivamente elevata e la circolazione di tipo carsico è assai sviluppata entro il Calcarea di Esino, la dolomia principale e il Calcarea di Zu che rappresentano

gli orizzonti serbatoio più rilevanti, ai quali sono legate le manifestazioni sorgentizie più significative.

L'ultima zona, la più meridionale, comprende le aree collinari e pedecollinari il cui serbatoio roccioso appartiene a formazioni cretache, prevalentemente arenaceo-argillitiche, con sporadiche intercalazioni calcaree e calcareo-marnose, a permeabilità molto ridotta, che mal si prestano all'accumulo di risorse idriche significative.

Tenendo conto di una differenziazione secondo la portata in tre classi rispondenti agli intervalli 0-5, 5-50 e maggiore di 50 l/s, la classe più rappresentata degli approvvigionamenti dei diversi acquedotti operanti sul territorio è la prima, con oltre l'80% delle sorgenti captate, mentre nella terza rientra solo il 2%.

La distribuzione territoriale da una parte evidenzia una stretta relazione con la natura litologica della regione, dall'altra appare legata all'articolazione degli insediamenti permanenti (grossi concentramenti nelle medie valli Seriana e Brembana) o stagionali (aree nelle quali il soggiorno turistico è più marcato). Si può infine notare che la logica del reperimento delle fonti è stata prettamente utilitaristica (contenimento delle spese di adduzione) e legata al soddisfacimento delle necessità del momento, piuttosto che preoccupata dalle caratteristiche quali-quantitative delle sorgenti.

La formazione del Calcere di Esino dà origine alle sorgenti più generose solo in parte sfruttate, quali quelle del Brembo di Olmo, della Val Parina-Monte Ortighera, della valle Nossana, di Valzurio, dell'area tra Olmo ed Ardesio, della bassa Val di Scalve. La seconda formazione, quella della dolomia principale, comprende le sorgenti di Algua, del Ponte del Costone, del Rio Re di Albino (tutte captate dall'azienda acquedotti di Bergamo), della Val Taleggio, della Val Piana, Val Vertova, Ponte Giurino, etc. Alla terza formazione appartengono le più consistenti manifestazioni dell'alta Valle Imagna.

Le sorgenti più significative sotto il profilo tipologico appartengono alla categoria «di sbarramento», legate al rigurgito dell'acqua allorché vi sono ostacoli al suo movimento. In genere gli ostacoli sono rappresentati da faglie che pongono a contatto complessi meno permeabili con la falda dell'acquifero. Formazioni di sbarramento a causa della loro natura impermeabile sono le arenarie di Val Sabbia, la Formazione di S. Giovanni Bianco, l'Argillite di Riva di Solto. Queste ultime in particolare concorrono a determinare le sorgenti prevalentemente di contatto della Valle Imagna, là dove gli scisti neri si trovano a diretto contatto con le bancate, in parte carsificate, del Calcere di Zu.

Un ruolo marginale nell'economia delle risorse idriche provinciali rivestono le sorgenti «per contatto» legate a depositi detritici di vario genere. Fra quelle sfruttate da acquedotti comunali si ricordano le sorgenti esistenti sulle pendici meridionali del Monte Cavlera in Val Seriana, legate ad una circoscritta falda detritica e, sull'altopiano di Bossico, in deposito glaciale, sorgenti con portate nell'ordine di frazione di litro al secondo.

I Fontanili

La pianura al confine tra la provincia di Bergamo e quella di Cremona è interessata dalla risalita in superficie di acque di falda in sorgenti variamente distribuite sul territorio. Si tratta dei ben noti fontanili, ubicati lungo una larga fascia della pianura padana detta «delle risorgive». Quivi anteriormente all'XI secolo veniva a giorno l'acqua sotterranea producendo estese aree paludose. Lo scavo dei fontanili sembra sia stato intrapreso proprio allo scopo di drenare il territorio bonificandolo dalle paludi. Con questa operazione, infatti, l'acqua sotterranea, costretta a uscire in ben determinati punti, venne incanalata in opportuni solchi. Il suolo, liberato dall'abbondante acqua, venne trasformato da palude in campagna coltivabile.

Secondo alcuni la costruzione dei fontanili ebbe inizio tra l'XI e il XII secolo. Il primo documento sinora rintracciato che riporta il termine «fontanile» risalirebbe al 1386 essendo un rogito notarile riferito alla zona di Segrate, conservato nell'archivio dell'Ospedale maggiore di Milano.

I fontanili della pianura bergamasca. La zona delle risorgive padana raggiunge la massima estensione tra le province di Bergamo e Cremona, con una larghezza di circa 30 Km.

I primi studi dettagliati sono opera del Goltara che, in una delle sue carte, segna ben 174 fontanili nella provincia di Bergamo. L'abbassamento della falda freatica derivante da eccessivi emungimenti, ha fatto sì che il limite settentrionale della fascia delle risorgive, nella zona di Caravaggio e di Romano di Lombardia, si sia spostato verso sud di 5-9 Km, secondo le diverse longitudini che si considerano. Solo in qualche punto, come a sud di Treviglio, non si sono avuti cambiamenti degni di nota.

Venuti meno molti degli utilizzi produttivi dell'acqua dei fontanili, oggidi resta il loro valore storico ed ambientale essendo altrettanti ecosistemi con flora e fauna caratteristiche. Qualche iniziativa conservativa è stata presa dalla Regione Lombardia con l'istituzione della riserva naturale del fontanile Brancaleone (alla cui testa purtroppo perviene una roggia inquinata) in comune di Caravaggio. Nel milanese, le riserve delle «sorgenti della Muzzetta» in comune di Rodano, e «del fontanile Nuovo», in comune di Bareggio, e a ovest di Milano il «parco dei fontanili» sono altrettanti esempi di salvaguardia di un patrimonio naturale e culturale che ben esprime la civiltà lombarda dei secoli passati.

Sorgenti minerali

Alcune sorgenti del territorio provinciale, per le caratteristiche chimiche delle loro acque, sono sfruttate a scopo terapeutico. Attorno ad esse nel tempo sono sorti stabilimenti termali, la maggior parte dei quali è tuttora in attività.

Conviene osservare che l'uso generalizzato della parola «terme» per indicare infrastrutture di cura con acque minerali è il più delle volte improprio, giacché non tutte le sorgenti sfruttate a tale scopo sono «calde».

Un criterio per distinguere le sorgenti termali è fornito da A. Desio che, nel suo trattato di geologia applicata, considera tali quelle dotate di una temperatura superiore a quella media annua dell'aria della località in cui sgorga l'acqua.

Sant'Omobono, San Pellegrino, Bracca, Trescore e Gaverina sono le cinque località in cui sono attualmente attive terme che vantano una tradizione risalente in qualche caso (Trescore) a parecchi secoli fa.

Sono note altre scaturigini che si distinguono per le loro caratteristiche chimiche: in Valle Imagna e nella vicina Val Brembilla, a parte quella di Sant'Omobono, vi sono altre sorgenti sulfuree (contenenti idrogeno solforato).

Da tempo sono conosciute le sorgenti arseniacali-ferruginose di Gromo in Val Seriana, sulla sinistra del Serio, e altre ferruginose in alta Val Taleggio.

Oltre a quelle citate, vi sono altre sorgenti le cui acque vengono imbottigliate benché non possano essere distinte dalle comuni acque sorgive. È consuetudine denominare «minerali» le acque imbottigliate che, nella maggior parte dei casi, sono simili a ogni altra acqua naturale. Tra le acque di sorgenti minerali bergamasche, vengono imbottigliate quella di San Pellegrino (Terme e Pracastello), della Fonte Bracca e di Gaverina.

Trescore Balneario e Zandobbio

Fra quelle usate a scopo terapeutico le sorgenti minerali di Trescore sono probabilmente le più antiche del Bergamasco. L'attestazione più remota dell'efficacia dell'acqua sulfurea di questa località la dobbiamo al medico bergamasco Bartolomeo Albano, autore di un trattato sui bagni della valle Transcheriana, risalente al 1470. Delle acque di Trescore dissertarono specialmente il Quadrio nel 1749, il Pasta, autore di un volume sulle acque minerali del Bergamasco risalente al 1796, il Maironi da Ponte, al quale si deve una analoga opera, edita nel 1804 e il Carrara che, in merito, scrisse parecchi saggi, raccolti nel 1839 in un opuscolo dalla tipografia Sonzogni.

Sembra che lo sfruttamento delle acque minerali di questa località fosse già praticato in epoca romana. Le fonti di Trescore sono denominate S.Pancrazio e Beroa; quest'ultime vengono alla luce a una distanza di qualche centinaio di metri dalle prime, in territorio del comune di Zandobbio. Sono ubicate nella pianura alluvionale percorsa dal fiume Cherio e circondata da rilievi calcarei costituiti da rocce del Giurassico e, verso sud, da colline formate da rocce calcareo-marnose e arenacee del Cretacico.

La composizione chimica mostra variazioni nelle singole fonti, le quali hanno in comune la caratteristica di essere sulfuree e salse (con sodio e cloruri, ai quali si associa una significativa quantità di borato e bromuri).

Per quanto non abbiano una mineralizzazione elevata quale quella di altre sorgenti salse della pianura padana, sono presumibilmente da collegare con le acque di fondo salate che impregnano il sottosuolo padano e che, nella risalita verso la superficie, si mescolano con altre dolci subendo una diluizione del loro contenuto salino.

San Pellegrino

Assieme a Trescore, S. Pellegrino è l'altra località le cui acque sono usate a scopo curativo da molti secoli; la fonte Palazzolo era nota per le sue proprietà terapeutiche già nel 1220.

Il primo stabilimento termale risale al 1848, ma è con l'inizio del Novecento che sorgono il nuovo stabilimento bagni e cure (1902), il Casinò municipale (1906-7) e l'imponente Grand Hotel: un complesso di edifici le cui caratteristiche architettoniche rievocano la «Belle Epoque». La maggior parte degli antichi scritti elencano e decantano le virtù terapeutiche di queste come delle altre fonti minerali bergamasche. È solo negli ultimi anni dell'Ottocento che cominciano a comparire le prime analisi chimiche evidentemente non confrontabili con quelle che si possono eseguire con le metodologie ora in uso.

Le fonti, in passato variamente denominate (Palazzolo, Salaroli e Fonte Vecchia), sgorgano dal detrito che riveste il piede di un dirupo costituito da dolomia principale (Trias superiore, Norico) accavallata su marne e argilliti con intercalazioni calcaree della formazione di Riva di Solto (Trias superiore, Retico) che affiora nel sottostante alveo del Brembo.

Oltre a queste sorgenti, il Taramelli in una sua carta stampata nel 1910, ne indica un'altra proprio nel letto del fiume, sulla sponda destra, a distanza di circa un chilometro a nord delle terme, in località San Rocco (nome con il quale era nota la stessa sorgente) nel comune di Fui piano al Brembo. Quest'ultima sorgente, di portata molto ridotta, non esisteva già più nel 1910, sempre a detta del Taramelli, mentre nel 1903, secondo E. Caffi, le sorgenti di San Rocco erano «almeno otto, distribuite lungo la sponda destra del Brembo, in un tratto lungo 90 m.: alcune a fior d'acqua, le altre di pochi decimetri più alte».

Nella stessa località fu perforato un pozzo che alimenta la «fonte Pracastello», la cui mineralizzazione è leggermente inferiore rispetto a quella delle terme.

Con temperature di circa 26 °C, le fonti delle terme sono quelle relativamente più calde («semi-termali» come le definì il Carrara) rispetto alle altre minerali bergamasche.

Come già osservava il Taramelli nel 1900, la mineralizzazione è da mettere in relazione con la circolazione in depositi di gesso certamente presenti nella Formazione di San Giovanni Bianco (Trias sup., Carnico) alla base dell'accavallamento della dolomia principale. In affioramento, lenti di gesso si hanno nei dintorni di Dossena.

Sant'Omobono Imagna

La sorgente sulfurea di Sant'Omobono è nota dal Settecento: al primo scritto su di essa, opera di G. Pasta (1772) ne seguirono altri fino alla fine dell'Ottocento. Studi sull'efficacia terapeutica dell'acqua di questa sorgente risalgono agli anni '50.

L'acqua sgorga dalla formazione costituita da un'alternanza di argilliti, marne e calcari marnosi, nota come formazione di Riva di Solto, all'interno della quale, a mio parere, acquisisce la sua mineralizzazione.

Altre piccole sorgenti solfuree si trovano nella stessa Valle Imagna e nelle contigue valli Brembilla e Taleggio. La portata di tutte queste sorgenti è molto scarsa: le due più significative

sono quella di Val Brunone (una tributaria dell'Imagna) presso Ponte Giurino, e quella della Valcava, una vallecola che confluisce nella Brembilla presso l'omonima località. Entrambe furono captate in manufatti sistemati per raccogliere l'acqua direttamente in loco.

Gaverina

Le sorgenti solfuree di Gaverina in Val Cavallina furono usate a scopo terapeutico alla fine del secolo scorso, ma erano certamente già note. Gli studi più recenti sulle proprietà curative sono dovuti a E. Gavazzeni (1946 e 1948).

Le sorgenti citate in letteratura sono numerose, anche se solo alcune vengono utilizzate. La fonte centrale è alimentata da un pozzo che attraversa 10 m di copertura alluvionale e si spinge fino a oltre 100 m nella roccia del substrato costituita da calcari con alternanze di argilliti, appartenenti alla formazione «Calcare di Zu». Altri pozzi sono stati perforati successivamente allo scopo di captare nuove falde mineralizzate. Una particolarità per la quale l'acqua di Gaverina si differenzia sensibilmente dalle altre, è l'elevato tenore in stronzio (12-15 mg/l).

Fonte Bracca

Si trova presso l'imbocco della Val Serina, a pochi chilometri di distanza da San Pellegrino.

A differenza delle altre fonti che vantano numerosi studi e citazioni, quelle di Bracca non sono state oggetto di molte descrizioni e ricerche. Di queste la più antica, dovuta al solito Maironi da Ponte e contenuta nel dizionario odeporario della provincia di Bergamo (1819-1820), attribuisce la minore notorietà della Bracca rispetto alla San Pellegrino, alla difficoltà di accesso alla vallata nella quale sgorga, servita ai primi dell'Ottocento da una mulattiera.

L'acqua viene a giorno da calcari marnosi della formazione di Riva di Solto (Trias sup., Retico) che giacciono sulla dolomia principale nella quale è incassata la gola di Ambria.

Non vi sono apprezzabili differenze nel chimismo di base rispetto alla San Pellegrino: pur presentando una mineralizzazione complessivamente inferiore (circa 0,7 g/l rispetto a circa 1,1 g/l della San Pellegrino) si tratta anche in questo caso di acque solfato-bicarbonato alcalino terrose. Una particolarità sulla quale hanno molto insistito gli analisti fin dai primi anni del Novecento, è la significativa radioattività delle acque della sorgente Bracca.

I Ghiacciai orobici

In Provincia di Bergamo, sul versante meridionale delle Alpi Orobie, vi sono alcuni ghiacciai di ridotte dimensioni, placche di ghiaccio dette «glacionevati» e, infine, un discreto numero di nevi, alcuni dei quali alimentati da valanghe.

La maggior parte dei ghiacciai, tutti di dimensioni relativamente modeste, è ubicata sul versante valtellino, dove le condizioni sono più favorevoli alla formazione e alla permanenza di masse glaciali; alla provincia di Bergamo appartiene tuttavia il maggior ghiacciaio delle

Orobie: la Vedretta del Trobio («vedretta» è il nome dato ai ghiacciai in Lombardia e in Trentino; nei Grigioni «vadrec»).

Il Ghiacciaio del Trobio (Gleno)

Due vedrette, tra loro vicine, si trovano presso la testata della Valle del Serio. Unite in un unico corpo fino al 1940 sotto la denominazione di Vedretta del Trobio, sono ubicate in una conca dominata dalla cerchia di creste che vanno dal Pizzo di Recastello (2.886 m.), al Pizzo dei Tre Confini (2.824 m.), al Monte Gleno (con le sue due cime rispettivamente di 2.882 e 2.852 m.), alla Cima del Trobio (2.865 m.) e infine al Monte Costone (2.836 m.). La conca si apre a nord-ovest, dunque in posizione adatta per ospitare una massa glaciale.

Probabilmente il Trobio è il primo ghiacciaio italiano sul quale vennero eseguite misure di velocità. Le ricerche furono condotte dal geografo Leonardo Ricci che, nel 1904 e nel 1910, collocò un allineamento di massi lungo una sezione poco sotto la confluenza dei due rami e ne seguì gli spostamenti a valle. Risultò una velocità di circa 3,75 metri annui, molto bassa rispetto a quella dei ghiacciai vallivi e giustificata con il ridotto spessore della massa glaciale: il Trobio è infatti considerato un ghiacciaio di II ordine.

Al 1933 risalgono i rilevamenti per il disegno della tavoletta Valbondione (F° 19, III S.O.) dell'Istituto Geografico Militare (su quest'ultima sia il ghiacciaio che la cima sovrastante vengono denominati «Trobbio», invece di «Trobio», toponimo che compare in tutte le fonti consultate e che deve essere ritenuta l'esatta grafia, derivando questo nome da «torbido» con riferimento alle acque di fusione che alimentano l'omonimo torrente).

Sia nello schizzo del Ricci, pubblicato nel 1911, che nella carta dell'IGM, le due masse glaciali, ora separate, sono confluenti, come testimoniano anche le fotografie annesse all'articolo pubblicato dal Ricci e una ricerca di G. Nangeroni, che contiene una ripresa fotografica del 1931. Secondo quest'ultimo autore la separazione in due masse distinte avvenne, come si è ricordato, nel 1940.

La situazione attuale attesta un'ulteriore riduzione delle masse glaciali, probabilmente prodottasi soprattutto durante la successione di annate «calde» e di scarso innevamento invernale avvicendatesi al termine degli anni '80. La più settentrionale delle due masse separatesi nel 1940 prese il nome di Vedretta del Gleno mentre la maggiore, posta più a sud, conservò il nome di Vedretta del Trobio o, anche, «dei Tre Confini» (dal nome del pizzo che la sovrasta). Negli studi più recenti entrambi i ghiacciai vengono contraddistinti come Ghiacciaio del Trobio (o del Gleno), con l'aggiunta del termine «Orientale» per il Gleno del catalogo precedente e di «Occidentale» per il Trobio del medesimo catalogo.

Le altre masse glaciali

Oltre a quelle del Trobio-Gleno, le maggiori masse glaciali della provincia, ve ne sono altre, tutte ubicate alla testata delle valli del Serio; giacché nell'alta Val Brembana si trovano solo nevai.

Nella stessa zona del Trobio-Gleno vi è il piccolo Ghiacciaio del Recastello; gli altri glacionevati presenti sui versanti della conca del Barbellino sono indicati nella cartina schematica.

I glacionevati esistenti in Val Seriana, hanno subito una contrazione, per lo più manifestatasi con il frazionamento in masse minori, nella seconda metà degli anni Ottanta.

Sulle pendici orientali del Pizzo di Coca rimangono ridottissime placche di ghiaccio al posto di quelli che erano il «Ghiacciaio Coca» e il «Ghiacciaio di Val Morta», quest'ultimo dotato di un apparato morenico frontale «sproporzionatamente assai sviluppato» - come annotò il Ricci già nel 1922 - che lascia supporre l'antica presenza di una consistente massa glaciale.

Alla testata della Valle del Fiume Nero, sul versante orientale e sud-orientale del Pizzo di Redorta, vi sono nevai nelle zone in cui vi erano il «ghiacciaio di Redorta inferiore» e il «ghiacciaio Secreti», mentre nevai e placche di ghiaccio sono presenti sul versante occidentale del Pizzo del Diavolo o Tenda («ghiacciaio del Pizzo del Diavolo»). In questa zona l'unico vero e proprio ghiacciaio rimane la «Vedretta Alta di Redorta», una diffidenza, verso la Valle Fiume Nero, della Vedretta di Scais; il corpo principale di quest'ultima scende sul versante valtellino, mentre una porzione minore «si affaccia» sul versante bergamasco.

1.2.4. Condizioni di equilibrio idrico alimentazione / prelievo e aree di ricarica

Estratto da PTCP Provincia di Bergamo

Generalità

Gli eventi idrologici naturali (precipitazioni, deflussi, evaporazione, traspirazione, infiltrazione, etc) e le varie forme di utilizzazione della risorsa idrica sono legati tra loro dalla cosiddetta equazione del bilancio idrologico.

Il bilancio idrologico di un assegnato territorio esprime il concetto che il volume idrico complessivamente affluito nel territorio in un certo periodo uguagli la somma del volume di acqua uscito dallo stesso e di quello accumulatosi nel territorio nello stesso periodo. Considerando un determinato intervallo di tempo (in quel che segue i bilanci idrologici sono stati calcolati con riferimento a due diversi intervalli di tempo: l'anno medio ed il quadrimestre estivo medio della stagione irrigua compreso tra il 16 maggio ed il 15 settembre), e denominando con A , D , ET i volumi d'acqua complessivamente affluiti, defluiti, evapotraspirati nel periodo e I_2 e I_1 i volumi d'acqua invasati nel territorio all'istante iniziale e a quello finale del periodo stesso, l'equazione del bilancio idrologico si scrive:

$$A = D + ET + I_2 - I_1$$

La differenza tra gli afflussi A e i deflussi D prende il nome di deficit idrologico. Al contrario di quanto avviene usualmente nei bacini montani per cui in intervalli sufficientemente lunghi (ad esempio un anno) i due termini I_2 e I_1 differiscono solitamente di poco e quindi il termine ET rappresenta l'intero deficit, la porzione di pianura del territorio della provincia di Bergamo presenta negli ultimi 50 anni una costante tendenza alla diminuzione delle risorse idriche sotterranee testimoniata dalla progressiva discesa del livello piezometrico della falda rilevabile in superficie dallo spostamento verso sud della linea dei fontanili.

Per tale zona pertanto la differenza media annua I_2-I_1 non può essere ritenuta nulla o trascurabile; deve, al contrario, mettersi in conto un significativo deficit medio annuo.

Nel seguito è riportato ed analizzato il bilancio relativo all'intero territorio della provincia di Bergamo, avente una superficie di circa 2750 km², delimitato a nord dallo spartiacque orobico, ad est da F. Oglio, ad ovest dal F. Adda e a sud dal confine con la provincia di Cremona.

Successivamente, allo scopo di mettere in luce i differenti caratteri che assume il bilancio idrologico nelle diverse aree del territorio provinciale, si è suddiviso il territorio in due zone, denominate di montagna e di pianura, aventi rispettivamente estensione di 2000 e 750 kmq, delimitate dalla linea ideale che congiunge da ovest ad est Caprino a Bergamo e Bergamo a Sarnico. Per la zona montana si sono considerati sia il bilancio idrologico complessivo che quelli specifici delle due valli Brembana e Seriana, mentre per la zona di pianura si sono considerati sia il bilancio complessivo sia quello, particolarmente importante, delle sole falde sotterranee.

Il territorio montano (altitudine massima 3.050 m s.m. del P.zo Coca) è caratterizzato dai bacini del F. Serio, F. Brembo e del F. Cherio la cui superficie complessiva ammonta a circa 1420 kmq (sezioni di chiusura Seriate, Ponte Briolo e Trescore Balneario). Tali bacini alimentano i deflussi superficiali e profondi della pianura bergamasca. La rimanente porzione di territorio montano (circa 580 kmq) non è tributaria della pianura in quanto i bacini idrografici che la caratterizzano (bacini dei T. Borlezza e Dezzo ad est e dei T. Serta e Sonna ad ovest) sono affluenti diretti dei fiumi Oglio e Adda. Una parte della risorsa idrica di queste valli viene però riportata nel territorio bergamasco grazie alle derivazioni di tipo irriguo che prelevano acqua dai fiumi Adda e Oglio durante il quadrimestre compreso tra la metà di maggio e la metà di settembre.

La pianura ha struttura caratterizzata dai corsi d'acqua che la attraversano, dividendola, con direzione Nord-Sud: F. Adda, F. Brembo, F. Serio, F. Cherio, F. Oglio. La porzione di pianura compresa tra F. Adda e F. Brembo, il cosiddetto territorio dell'Isola, ha estensione pari a circa 105 kmq ed è attraversata dal T. Dordo affluente del F. Brembo. La pianura tra F. Brembo e F. Serio ha estensione pari a circa 350 kmq; il corso d'acqua principale è il T. Morletta. La pianura tra F. Serio e F. Oglio infine ha estensione pari a circa 295 kmq ed è attraversata dal F. Cherio. Oltre che dai corsi d'acqua naturali sopracitati la pianura bergamasca risulta attraversata da numerosi canali e rogge irrigue.

Esaminando le sezioni idrogeologiche generali della pianura si constata come la successione degli acquiferi possa essere schematizzata con due falde abbastanza ben distinte:

- una falda superficiale di tipo freatico;
- una falda profonda artesianica, con livello piezometrico generalmente poco dissimile da quello della falda superficiale, caratterizzata da numerosi strati di piccolo spessore, variabilmente interconnessi.

Nella falda artesianica si verificano solo estrazioni di acqua a scopo civile ed industriale per mezzo di pozzi che spesso attingono anche dalla falda soprastante. Le estrazioni di tipo irriguo, al contrario, sono in genere effettuate dalla falda superiore. Nell'elaborazione dei bilanci non è stata tuttavia considerata la distinzione della falda nei due strati in quanto non sono disponibili sufficienti dati per schematizzare il comportamento distinto dei due acquiferi.

I dati disponibili sono stati reperiti sia tramite contatti con diversi Enti sia tramite consultazione di pubblicazioni che verranno citate volta per volta. E' da sottolineare che nel corso degli ultimi anni gli studi compiuti presso l'Amministrazione provinciale e presso il Consorzio di Bonifica dell'Isola e della Media Pianura Bergamasca hanno prodotto un sensibile progresso nel campo della conoscenza della dinamica delle risorse idriche e nel censimento delle utilizzazioni civili, produttive ed irrigue. Tale buon livello di conoscenze rende oggi possibile l'effettuazione dei bilanci di cui trattasi che altrimenti risulterebbero del tutto aleatori e privi di reale rappresentatività.

Anche in tale situazione, tuttavia, si è riscontrata la difficoltà concettuale di dover prendere in considerazione ed includere nei vari addendi che compongono il bilancio idrologico tutte le quantità di interesse, anche se caratterizzate da ordini di grandezza e livelli di approssimazione molto differenti.

Ad esempio, a fronte di un afflusso meteorico medio complessivo su tutto il territorio provinciale di circa 130 mc/s si sono considerate altre grandezze che, pur presentando valori di poche unità di mc/s (ad es. lo scambio idrico fiumi - falda: 2,5 mc/s) non potevano e non dovevano essere trascurate data la rilevanza delle problematiche in esse implicite. D'altra parte lo stesso deficit idrologico globale del territorio provinciale è risultato di poche unità di mc/s; è superfluo sottolineare che, nonostante la sua ridotta entità, il deficit certamente non può e non deve essere trascurato, ma anzi dovrà essere riequilibrato con nuove politiche di gestione della risorsa idrica. In definitiva, pur tenendo presente che la natura ed eterogeneità dei processi naturali ed antropici coinvolti nei bilanci comportano differenti ordini di grandezza e livelli di approssimazione, è risultato necessario non trascurare alcun termine e riportare gli stessi senza gli arrotondamenti delle rispettive cifre rappresentative che sarebbero connaturali in altri tipi di calcolazioni.

Informazioni e dati disponibili

Come detto in precedenza l'equazione del bilancio è composta da quattro termini (afflussi, deflussi, perdite, variazione d'invaso) ciascuno dei quali racchiude al suo interno elementi che si differenziano in funzione del bacino di cui si tratta.

Afflussi meteorici

Nell'ambito del bilancio gli afflussi meteorici costituiscono il dato che deriva dal maggior numero di informazioni disponibili. Per quanto concerne il territorio della provincia di Bergamo si sono rilevati i dati pubblicati dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale relativi alle stazioni pluviometriche attive per un numero sufficientemente esteso di anni (>10).

Nella zona di pianura le stazioni considerate sono quelle riportate in tabella 1.

Tabella1 – Dati stazioni pluviometriche

Stazione Pluviometrica	N. S.I.M.N.	N. Osserva- zioni	Precipitazione	
			Media annua [mm]	Media estiva [mm]
Borgonato	807	38	929,2	364,5
Barzana	1001	27	1369,1	521,1
Adrara S. Martino	815	24	1256,7	506,4
Bergamo	1021	60	1214,1	464,4
Brembate Sotto	1003	59	1071,7	399,1
Cenate Sopra	814	48	1211,2	484
Chiari	816	41	932,8	354
Cisano Bergamasco	972	16	1484,9	609,1
Crema	1023	43	751,4	255,6
Fontanella	817	44	815,2	277,2
Gandosso	810	40	1218,8	484,3
Lecco	967	46	1410,7	603,1
Lodi	1006	33	790,3	256,2
Martinengo	1022	55	996,3	368,7
Merate	1024	26	1320,9	492,4
Orzinuovi	818	21	793,8	288,9
Paullo	1028	48	892,5	300,2
Treviglio	1005	30	980,6	363,2
Vaprio d'Adda	1004	27	1006,2	352,9

Applicando al territorio in oggetto la metodologia dei topoieti si è trovato il valore della precipitazione media annua e media estiva sull'area di pianura pari rispettivamente a 1050 e 375 mm.

Per quanto concerne l'area di montagna si sono adottati direttamente i valori di precipitazione pubblicati sugli Annali del Servizio Idrografico Italiano relativamente ai bilanci idrologici riferiti alle sezioni strumentate dei fiumi Serio, Brembo e Chero. La precipitazione media annua nell'area di montagna è risultata, effettuate le medie pesate, pari a 1680 mm, mentre la precipitazione media estiva è risultata pari a 700 mm.

Tabella 2 - Afflussi meteorici

Area	Periodo del bacino	Precipitazione [mm]	Fonte
Pianura	Anno medio	1050	S.I.M.N.; elaborazione dei dati col metodo dei topoieti
Pianura	Quadrimestre estivo	375	S.I.M.N.; elaborazione dei dati col metodo dei topoieti
Montagna	Anno medio	1680	S.I.M.N.; media pesata su dati di afflusso nei bacini del F. Serio, Brembo e Cherio
Montagna	Quadrimestre estivo	700	S.I.M.N.; media pesata su dati di afflusso nei bacini del F. Serio, Brembo e Cherio
Provincia	Anno medio	1508	S.I.M.N.; media pesata su dati di afflusso nell'area di montagna e pianura = (1050 mm x 750 kmq + 1680 mm x 2.000 kmq)/2.750 kmq

Occorre specificare che la mancanza di stazioni pluviometriche alle quote più elevate e la tendenza caratteristica dell'aumento delle precipitazioni al crescere della quota può portare ad una leggera sottostima dell'afflusso meteorico reale sull'area di montagna. Questo può spiegare gli elevati coefficienti d'afflusso riportati nelle pubblicazioni sopracitate per quanto concerne il F. Serio a Ponte Cene e il F. Brembo a Ponte Briolo.

I valori di precipitazione media annua assunti per le precedenti elaborazioni sono stati confrontati con i corrispettivi valori riportati nella recente pubblicazione della Regione Lombardia "*Carta delle precipitazioni medie, minime e massime annue del territorio alpino lombardo*", che raccoglie dati pluviometrici registrati nel periodo storico 1891-1990 (le serie storiche disponibili si differenziano a seconda delle stazioni pluviometriche) reperiti presso lo stesso Servizio Idrografico, integrati con i dati disponibili presso aziende idroelettriche (AEM, ENEL, Sondel): i valori di precipitazione media pubblicati non si discostano in modo significativo rispetto a quelli utilizzati in precedenza per le elaborazioni di bilancio idrologico: in base alla "*Carta delle precipitazioni medie, minime e massime annue del territorio alpino lombardo*" la precipitazione media relativa alle stazioni soprariportate nella tabella 5.1 è pari a 1089 mm, mentre in base ai dati riportati nella medesima tabella si ha un valore medio (determinato con media aritmetica e non attraverso il metodo dei topoieti) pari a 1076 mm (-1%), per cui la differenza è irrisoria.

Inoltre i dati estratti dalle pubblicazioni del S.I.M.N. riportano le precipitazioni medie del periodo estivo, permettendo quindi di elaborare i bilanci idrologici relativi al solo periodo estivo; invece i dati contenuti nella suddetta carta riportano solo i valori medi annui.

In base a tali considerazioni si ritiene quindi opportuno considerare validi i dati contenuti nella tabella 1 senza procedere all'aggiornamento degli stessi.

Deflussi superficiali

I deflussi superficiali nei corsi d'acqua sono stati stimati sulla base dei dati pubblicati sugli Annali del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale per il F. Brembo a Ponte Briolo (periodo 1940-1973, 1975-1977 e 1999-2000), per il F. Serio a Ponte Cene (periodo 1940-1970 e 1996-2000), per il F. Cherio a Casazza (periodo 1959-1968), per il F. Oglio a Capriolo (periodo 1933-1980) e per il F. Adda a Lavello (periodo 1946-1980). I dati d'interesse sono riassunti nella seguente tabella 3 che riporta i valori delle portate medie annue e medie nel quadrimestre estivo per le sopracitate sezioni monitorate dal S.I.M.N.. La tabella riporta anche le portate totali relative ai tre soli bacini del Brembo, Serio e Cherio, essendo queste di specifico interesse per i bilanci idrologici che seguono.

Tabella 3 – Dati deflussi superficiali

Bacino	Sup. [kmq]	Portata media annua [mc/s]	Portata media estiva [mc/s]
Brembo a P.te Briolo	765	30.5	33.10
Serio a P.te Cene	455	20.4	24.50
Cherio a Casazza	38	1.4	1.40
Totali	1258	53.0	60.3
Oglio a Capriolo	1842	58.6	75.3
Adda a Lavello	4572	158.0	221.1

Poichè tali stazioni sono interne al territorio provinciale, si sono dovuti applicare opportuni criteri di stima, essenzialmente basati sulla similitudine idrologica, per individuare i deflussi superficiali presso tutte le sezioni di interesse ed in particolare sia presso le sezioni ubicate lungo la linea di demarcazione tra le aree montane e di pianura, per la valutazione dei bilanci di tali due aree, sia presso le sezioni fluviali ubicate al confine della Provincia di Bergamo, per la valutazione dei bilanci complessivi dell'intero territorio provinciale.

Deflussi sotterranei

Al fine di chiarire i meccanismi idrologici fondamentali del territorio provinciale i deflussi sotterranei sono stati suddivisi in tre diversi componenti:

- deflussi sotterranei che dalla zona di montagna alimentano gli acquiferi della zona di pianura;
- deflussi sotterranei che dalla pianura bergamasca alimentano gli acquiferi del territorio cremonese;

- deflussi sotterranei che nella pianura bergamasca affiorano in superficie e alimentano le risorgive (fontanili) allineate oggi pressoché in corrispondenza del confine tra le provincie di Bergamo e Cremona.

Per le prime due componenti non si hanno a disposizione misurazioni e quindi occorre effettuarne la stima in modo indiretto sulla base della conoscenza della piezometria delle zone di confine e della permeabilità dei suoli. Nello studio effettuato dal Consorzio di Bonifica della Media Pianura Bergamasca tale stima ha condotto a valutare su base annua in circa 15 mc/s la prima componente ed in circa 10 mc/s la seconda. Tali valori sono stati assunti, sia pure con qualche leggera variazione, nei calcoli dei bilanci che seguono.

Per il terzo tipo di deflussi si sono utilizzati i risultati di una estesa campagna di misurazioni effettuate sui fontanili sempre a cura del Consorzio della Media Pianura Bergamasca negli anni 1989-1992. Le misurazioni sono state effettuate bimestralmente in 64 emergenze di fontanili poste tra Adda e Serio e tra Serio e Oglio. Si è evidenziato un andamento delle risorgive che presenta un periodo di morbida nei mesi da giugno ad agosto, per effetto degli apporti irrigui, ed un periodo di magra da novembre alla fine di aprile. La portata media annua delle risorgive, nel triennio sperimentato, è risultata di 22 mc/s su base annua e di 26,4 mc/s nel quadrimestre estivo.

Scambio idrico tra i fiumi e la falda

I cinque corsi d'acqua principali che solcano la pianura bergamasca hanno, mediamente, diverso comportamento nei confronti della falda. Non esistono misurazioni sperimentali circa lo scambio idrico tra falda e corsi d'acqua superficiali; tuttavia, sulla base di un modello di gestione della falda predisposto dal Consorzio della Media Pianura Bergamasca e dell'osservazione diretta, si è rilevato che:

- sul fiume Serio, a monte del ponte di Ghisalba, è presente un polo positivo piezometrico che suggerisce un'alimentazione della falda freatica da parte del fiume, fatto che trova conferma nella diminuzione dell'acqua in alveo; a valle del ponte di Ghisalba il positivo piezometrico si attenua e fino all'altezza di Mozzanica si hanno condizioni di equilibrio idraulico tra fiume e falda. A valle di Mozzanica il fiume inizia a drenare la falda e l'acqua ricompare, aumentando, in alveo;
- il fiume Brembo alimenta la falda lungo una stretta fascia a cavallo del corso d'acqua dove, dalla lettura delle sezioni geologiche rilevate nel corso dello studio su detto, si nota la mancanza del "Ferretto" per erosione, e quindi è consentito lo scambio verticale con la falda;
- il fiume Adda, caratterizzato soprattutto nella parte alta del suo corso da un alveo profondamente inciso, drena la falda lungo tutto il suo percorso;
- il fiume Oglio e il fiume Cherio, suo tributario, drenano anch'essi la falda per tutto il loro corso.

I valori adottati di portata complessiva di scambio idrico (2,5 mc/s su base annua, 4,9 mc/s nel quadrimestre estivo, entrambi come ricarica dai fiumi alle falde) sono stati ricavati, con l'ausilio dei risultati del modello citato poco sopra, con il criterio di ricostruire nel modo più fedele possibile la tormentata piezometria che caratterizza tutta la parte di territorio prossima alle aste fluviali. Il valore di tali portate risulta pertanto assai incerto e comunque dell'ordine di qualche percento del valore degli afflussi, o dei deflussi, globali.

Consumi idrici civili ed industriali

Per i consumi acquedottistici civili si è fatto riferimento ai dati censiti dalla Provincia di Bergamo presso tutti i Comuni in occasione della redazione del Piano Regionale di Risanamento Acque. I dati attuali si riferiscono al volume idrico erogato all'utenza e non al volume effettivamente emunto dalle opere di captazione; la sottostima derivante dal considerare il volume fatturato pari a quello emunto rimane comunque contenuta nei limiti delle altre approssimazioni necessariamente insite nei calcoli del bilancio in oggetto.

I consumi per uso produttivo costituiscono, come discusso ampiamente nel seguito, una voce di notevole importanza nell'ambito del bilancio idrologico. Ma proprio in tale settore l'incertezza dei dati raccolti a seguito del più recente censimento effettuato dalla Provincia di Bergamo risulta assai maggiore rispetto a quella relativa ai prelievi per usi civili.

Nel calcolo dei bilanci idrologici che seguono hanno interesse i consumi civili e produttivi della sola area di pianura, poichè questi vengono per la quasi totalità emunti dalle falde e restituiti, tramite le fognature, alla circolazione idrica superficiale. Nell'area di pianura avviene quindi uno spostamento, di cui i bilanci idrologici devono tener conto, di una significativa componente idrica dalla risorsa sotterranea a quella superficiale.

Nell'area montana, invece, i consumi civili e produttivi vengono quasi integralmente alimentati da sorgenti e cioè da emergenze già di per se afferenti alla circolazione superficiale. In tale area quindi i consumi civili e produttivi si alimentano e restituiscono nella circolazione superficiale senza alterazioni di bilancio, salvo le attuali derivazioni acquedottistiche della B.A.S. (Bergamo Ambiente Servizi) SpA che prelevano acqua da importanti sorgenti (Algua in Val Brembana, Ponte Nossa e Casnigo in Val Seriana) dell'area montana e la restituiscono nell'area di pianura. Altrettanto vale per i futuri fabbisogni dell'area di pianura che verranno alimentati dal settore montano mediante il recente acquedotto provinciale denominato Acquedotto Pianura Bergamasca.

Nelle tabelle 4 e 5 sono riportati i coefficienti sui quali si è basata la ripartizione cronologica dei prelievi durante l'anno. Tale ripartizione è importante per l'elaborazione del bilancio relativo alla stagione estiva. Per quanto concerne i prelievi di tipo industriale si è assunta nulla l'estrazione durante il mese di agosto in cui la maggior parte delle attività produttive risultano ferme.

Tabella4 - Coefficienti di ripartizione dei consumi civili

Mese	Valore mensile rispetto al totale annuo
Gen	0,075
Feb	0,075
Mar	0,075
Apr	0,083
Mag	0,092
Giu	0,100
Lug	0,108
Ago	0,067
Set	0,100
Ott	0,083
Nov	0,075
Dic	0,067

Tabella5 - Coefficienti di ripartizione dei consumi industriali

Mese	Valore mensile rispetto al totale annuo
Gen	0,05
Feb	0,10
Mar	0,10
Apr	0,10
Mag	0,10
Giu	0,10
Lug	0,10
Ago	0,00
Set	0,10
Ott	0,10
Nov	0,10
Dic	0,05

Globalmente i consumi per usi civili dell'area di pianura risultano pari a 2,4 mc/s su base annua e a 2,9 mc/s nel quadrimestre estivo; quelli per uso produttivo risultano rispettivamente pari a 10,2 mc/s ed a 8,7 mc/s.

E' da osservare che tali consumi vengono quasi integralmente soddisfatti con estrazioni da falda dal momento che l'alimentazione con acque montane si limita attualmente ad una media annua stimata in 0,6 mc/s (nel quadriennio estivo 0,9 mc/s) relativa agli acquedotti serviti dalla Società B.A.S. SpA.

Apporti irrigui

Il territorio della Provincia di Bergamo è interessato da notevoli opere di carattere irriguo; la maggior parte delle acque utilizzate a scopo irriguo nel periodo compreso tra la metà di maggio e la metà di settembre vengono derivate direttamente dai corsi d'acqua superficiali. In particolare le opere di derivazione principali attive sono così ubicate:

- F. Adda a Calusco d'Adda;

- F. Brembo da Ponte S. Pietro a Brembate Sotto;
- F. Serio ad Albino, Villa di Serio, Gorle e Seriate;
- F. Cherio a Gorlago;
- F. Oglio a Castelli Calepio, Palosco, Civate e Calcio.

La portata derivata risulta pari a circa 50,4 mc/s (studio del Dott. Angelo Pasinetti per la stesura del Piano Territoriale); a questa vanno aggiunti 30 mc/s estratti dalla falda mediante pozzi ed utilizzati nella zona più meridionale della pianura e circa 2 mc/s captati direttamente dalle risorgive. Pertanto la portata globalmente utilizzata a scopo irriguo nella pianura è pari a 82.4 mc/s per il periodo irriguo. La suddivisione di tale dato in quelli di specifico interesse è nella seguente tabella 6.

Tabella 6 – Portate irrigue

Prese irrigue	Portate irrigue complessive		
	Per 100 gg. [mc/s]	Su 120 gg. quadrimestre estivo [mc/s]	Su base annua [mc/s]
Fiumi Brembo Serio e Cherio	19.8	16.5	5.4
F. Adda	15.0	12.5	4.1
F. Oglio	15.6	13.0	4.3
Pozzi di pianura e fontanili	32.0	26.7	8.8
Totali	82.4	68.7	22.6

Tali valori di portata differiscono da quelle di concessione, in quanto nella realtà la portata concessa si è spesso dimostrata superiore alla portata effettivamente presente in alveo e quindi derivabile.

Occorre sottolineare come le portate derivate dai fiumi Adda e Oglio, e cioè da corsi d'acqua di confine, pari rispettivamente a 15 mc/s e 15,6 mc/s, rappresentino un incremento tutt'altro che trascurabile della risorsa idrica a disposizione del territorio della provincia di Bergamo.

Oltre alle grandi derivazioni a servizio della pianura, lungo il corso montano dei corsi d'acqua sono presenti derivazioni di minore entità a scopo irriguo utilizzate in sito; di tali derivazioni si trova riscontro nel capitolo relativo alle concessioni di acqua pubblica.

Perdite idrologiche per evapotraspirazione

L'effetto combinato dell'evaporazione dal suolo e della traspirazione delle piante prende il nome di evapotraspirazione. Il computo di tale quantità risulta assai incerto in quanto mancano totalmente per le aree di cui trattasi ricerche e studi sistematici atti a fornire validi riscontri sperimentali specifici. E' usuale pertanto fare ricorso a metodi di calcolo empirici che forniscono il valore globale dell'acqua sottratta al deflusso superficiale e sotterraneo senza distinguere la porzione dovuta ad evaporazione da quella dovuta a traspirazione. Tra le formule maggiormente diffuse ha particolare applicazione quella di Turc:

$$E_{\text{reale}} = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

nella quale: E_{reale} = evapotraspirazione media del periodo in mm; P = altezza di precipitazione in mm; $L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$, con T = temperatura media dell'aria in °C. Tale formulazione è stata adottata per le sole aree di pianura, mentre per quelle di montagna, come detto più oltre, si è potuto far riferimento ai bilanci pubblicati dal Servizio Idrografico Italiano relativamente ai bacini sottesi dalle stazioni di misura delle portate. Utilizzando allora per la sola pianura i dati delle precipitazioni riportati in precedenza e i valori di temperatura media annua ed estiva dell'aria pari rispettivamente a 14.2 e 20.6 °C, si sono ottenuti con la formula di Turc i valori dell'evapotraspirazione ricercati pari rispettivamente a 650 mm ed a 300 mm.

Variazione d'invaso

Solitamente, come detto, la variazione d'invaso, su bilanci a scala temporale annua, viene posta pari a zero, poichè si ammette che mediamente al termine del periodo annuo del ciclo idrologico l'intera risorsa idrica superficiale e sotterranea sia tornata ad essere pari a quella esistente all'inizio del periodo stesso. Tuttavia, nel caso particolare del territorio della provincia di Bergamo negli ultimi 50 anni si è riscontrato un abbassamento continuo del livello di falda in pianura valutabile in circa 20 m, al quale è legato lo spostamento verso Sud di circa 6 ÷ 12 km della linea di affioramento dei fontanili. Il bilancio idrologico delle falde di pianura deve quindi tener conto di tale dato, individuando nel contempo le linee pianificatorie di correzione nel regime degli attingimenti da falde in modo tale da tendere a riequilibrare tale grave situazione.

La campagna di misure piezometriche eseguita bimestralmente nel periodo 1989÷1991 dal Consorzio di Bonifica della Media Pianura Bergamasca, nel confermare tale continuo abbassamento del livello della falda freatica, ha anche evidenziato che esso non avviene con un andamento continuo, ma con una lenta oscillazione caratterizzata da un temporaneo risollevarsi nel periodo estivo dovuto agli intensi apporti irrigui pressoché generalizzati su tutta l'area di pianura.

Per quanto riguarda l'ambiente montano viceversa non risulta che nel tempo vi siano state variazioni significative dei volumi idrici invasati nei serbatoi sotterranei; infatti, eventuali significative alterazioni permanenti della risorsa sotterranea montana sarebbero state segnalate dalla scomparsa o dalla nascita di sorgenti che costituiscono la fonte di alimentazione principale per gli usi di carattere civile nella zona.

Nei riguardi invece degli invasi superficiali, l'area di montagna è interessata da un considerevole numero di serbatoi artificiali ad uso idroelettrico la cui capacità è utilizzata per regolazioni a carattere annuo. La loro influenza nei bilanci medi annui può quindi essere senz'altro trascurata. Diversa è l'incidenza nei bilanci relativi al quadrimestre estivo, giacchè in tale periodo i serbatoi sono in fase di deciso riempimento; l'invaso corrispondente è quindi da mettere in conto, come più oltre esposto.

In definitiva nei bilanci annui della zona di montagna la variazione d'invaso è posta pari a zero, mentre nei bilanci estivi si tiene conto della fase d'invaso dei serbatoi superficiali.

Bilanci idrologici specifici nella provincia di Bergamo

Nel seguito sono calcolati i bilanci idrologici di maggior interesse per l'elaborazione del Piano Territoriale. L'esistenza di sezioni fluviali monitorate solo all'interno dell'area montana rende necessario elaborare i bilanci prima per l'area montana stessa e poi per l'area di pianura e quindi per l'intero territorio provinciale. I bilanci vengono quindi presentati nell'ordine seguente:

Bilanci annui:

- bilancio annuo del bacino della Val Brembana a P.te Briolo (765 kmq);
- bilancio annuo del bacino della Val Seriana a P. Cene (455 kmq);
- bilancio annuo dell'area montana (2000 kmq);
- bilancio annuo dell'area di pianura (750 kmq);
- bilancio annuo della falda di pianura;
- bilancio annuo esteso all'intero territorio provinciale (2750 kmq).

Bilanci estivi:

- bilancio estivo del bacino della Val Brembana a P.te Briolo;
- bilancio estivo del bacino della Val Seriana a P.te Cene;
- bilancio estivo dell'area montana;
- bilancio estivo dell'area di pianura;
- bilancio estivo della falda di pianura.

Per una migliore comprensione, nella figure successive sono esemplificati, mediante schemi di flusso, i bilanci annui ed estivi sia dell'area di montagna che dell'area di pianura. I dati di bilancio sono riportati sia in mc/s che in mm riferendosi di volta in volta alle superfici dei territori oggetto del bilancio.

Bilancio annuo della Val Brembana

Il bacino del F. Brembo chiuso alla sezione di Ponte Briolo ha un'estensione di 765 kmq, un'altitudine massima di 2914 m s.m. (P.zo del Diavolo) ed un'altitudine minima (a Ponte Briolo) di 230 m s.m.

La precipitazione meteorica media annua sul bacino nel periodo 1940÷1977 è risultata di 1620 mm. Pertanto l'afflusso medio (espresso in termini di portata) è di 39.3 mc/s. I deflussi superficiali misurati all'idrometro di Ponte Briolo, sempre nel periodo 1940-1977, sono pari a 30.5 mc/s, equivalenti a 1257 mm. Ammettendo, come già detto, che nel bilancio idrologico annuo di tale area montana non si abbiano variazioni di invaso ($\Delta I = 0$), le perdite idrologiche, pari alla differenza tra quanto affluito e quanto defluito superficialmente, risultano pari a $1620 - 1257 = 363$ mm/anno (sui 765 kmq) distribuiti tra evapotraspirazione e deflusso profondo in falda. Come si vede tale valore risulta percentualmente basso rispetto agli afflussi; ciò, come già detto, potrebbe essere dovuto alla sottostima dell'afflusso meteorico dovuta alla mancanza di stazioni pluviometriche alle quote elevate nel bacino. La ripartizione delle perdite nelle due componenti evapotraspirazione e deflusso profondo è molto aleatoria e necessariamente valutabile in termini molto sommari; tuttavia, attesi gli ordini di grandezza dei valori dell'evapotraspirazione desumibili dall'applicazione della formula di Turc e dei deflussi profondi assunti dal Consorzio di Bonifica di Bergamo nello studio della falda della pianura, si ritiene di poter indicare una ripartizione 2/3 e 1/3 rispettivamente per l'evapotraspirazione e per i deflussi profondi.

Per quanto riguarda le captazioni acquedottistiche che alimentano acquedotti di pianura, occorre tener conto della captazione esistente ad Algua (Val Serina), alimentante la città di Bergamo: la portata media è valutabile in 0.2 mc/s (8 mm/anno); il Piano di Risanamento prevede in futuro che le captazioni acquedottistiche aumentino fino a 1 mc/s. Nessuna captazione irrigua al servizio della pianura è attiva sul Brembo a monte di Ponte Briolo.

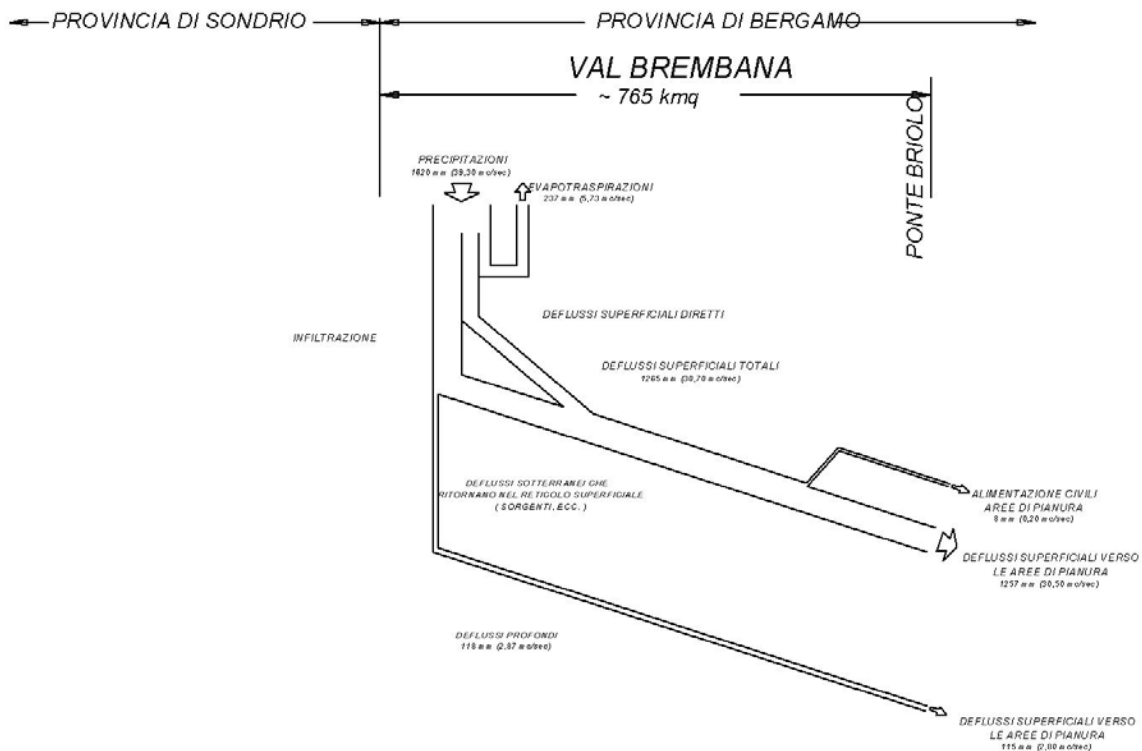
I vari termini dell'equazione del bilancio idrologico, sulla base di tutti tali dati sono pertanto i seguenti (vedere anche schema di flusso di figura A):

- | | |
|---|-----------------------------|
| 1. Afflusso meteorico | = 39,3 mc/s (1620 mm/anno); |
| 2. Deflusso superficiale | = 30,5 mc/s (1257 mm/anno); |
| 3. Deflusso profondo
(~ 1/3 delle perdite) | = 2,87 mc/s (118 mm/anno); |
| 4. Prelievi a scopo potabile per
l'utilizzo in pianura | = 0,2 mc/s (8 mm/anno); |
| 5. Evapotraspirazione
(~ 2/3 delle perdite) | = 5,73 mc/s (237 mm/anno); |
| 6. Variazione d'invaso | = 0 mc/s. |

La corrispondente equazione del bilancio è:

$$A(1) - D(2+3+4) - ET(5) = \Delta I (6) = 0.$$

Figura A) - Bilancio idrologico medio annuo della Val Brembana



Bilancio annuo della Val Seriana

Il bacino del F. Serio alla sezione di Ponte Cene ha un'estensione di circa 455 kmq ed un'altitudine massima di 3050 m s.m. (P.zo Coca).

La precipitazione meteorica media annua sul bacino nel periodo 1940-1970 è risultata di 1780 mm . Pertanto l'afflusso medio (espresso in termini di portata) è pari a $25,7 \text{ mc/s}$. Il deflusso superficiale misurato all'idrometro di Ponte Cene risulta, nel medesimo periodo, pari a $20,4 \text{ mc/s}$ (1413 mm/anno sui 455 kmq). I prelievi a scopo idropotabile utilizzati nella pianura sono assunti pari a $0,4 \text{ mc/s}$ (28 mm/anno).

Con le medesime ripartizioni e considerazioni prima citate a proposito della Val Brembana, i vari termini dell'equazione del bilancio idrologico della valle sono pertanto i seguenti (vedere anche schema di flusso di figura B):

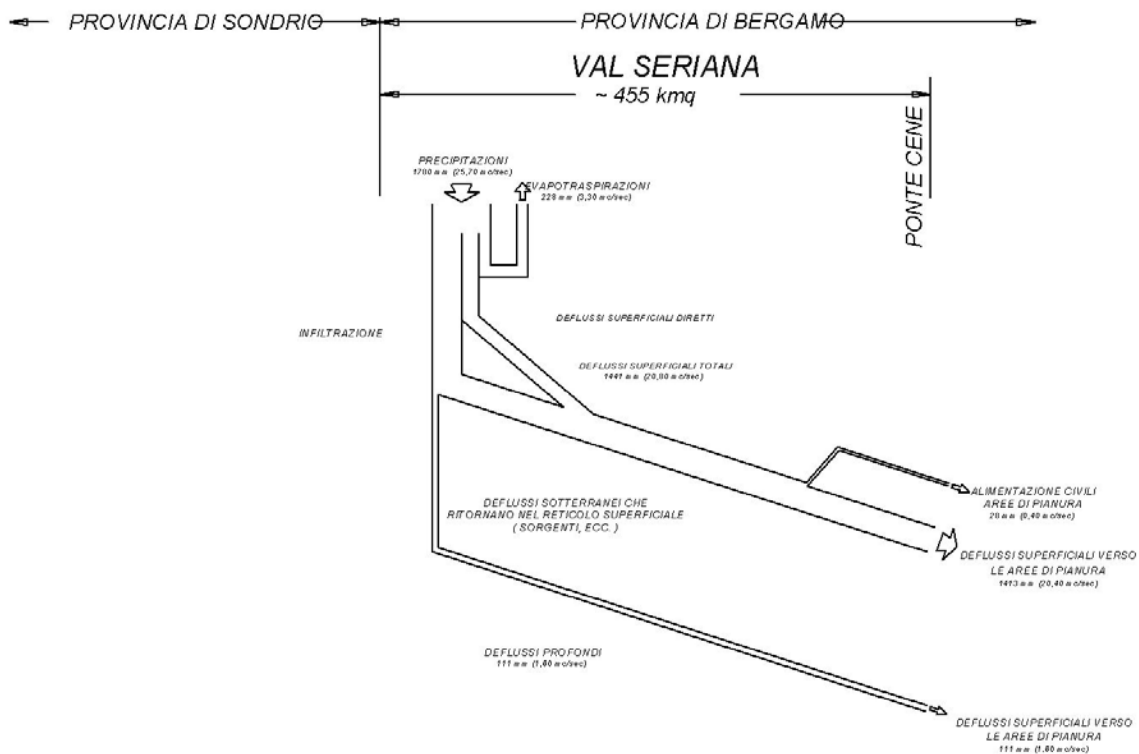
1. Afflussi meteorici = $25,7 \text{ mc/s}$ (1780 mm/anno);
2. Deflussi superficiali = $20,4 \text{ mc/s}$ (1413 mm/anno);
3. Deflussi profondi
($\sim 1/3$ delle perdite) = $1,6 \text{ mc/s}$ (111 mm/anno);
4. Prelievi idropotabili per
la pianura = $0,4 \text{ mc/s}$ (28 mm/anno);
5. Evapotraspirazione

(~ 2/3 delle perdite) = 3,3 mc/s (228 mm/anno);
 6. Variazione d'invaso = 0 mc/s.

La corrispondente dell'equazione del bilancio è:

$$A(1) - D(2 + 3+4) - ET(5) = \Delta I (6) = 0.$$

Figura B) – Bilancio idrologico medio annuo della Val Seriana



Come per la Val Brembana anche per la Val Seriana il basso valore delle perdite idrologiche (deflussi profondi ed evaporotraspirazione) può essere dovuto ad una sottostima degli afflussi meteorici sul bacino; pertanto sia i deflussi profondi sia l'evapotraspirazione possono risultare sottostimati rispetto al valore reale. Tuttavia la persistenza delle sorgenti indica come la falda montana non abbia subito variazioni significative nel tempo.

Le prese irrigue al servizio dei territori di pianura sono localizzate a valle di Ponte Cene e pertanto le portate derivate non alterano i termini del presente bilancio.

Bilancio annuo dell'area montana

Come detto si considera come zona montana l'area che si estende sino al limite della pianura su una superficie di circa 2.000 kmq di cui circa il 65% ricadente nei bacini dei fiumi Brembo e Serio. La porzione rimanente si colloca principalmente ad Est del bacino del F. Serio e riguarda

i bacini dei torrenti Borlezza e Dezzo. L'altitudine massima è rappresentata dai 3050 m s.m. del P.zo Coca, mentre il limite con la pianura è posto ad una quota di circa 250 m s. m..

La precipitazione media sull'area risulta, in base ai dati pluviometrici degli apparecchi del S.I.M.N., pari a 1680 mm/anno con contributi maggiori nell'area della Val Seriana (1780 mm) e minori per la Val Brembana (1620 mm) e per le valli del T. Cherio (1500 mm), T. Borlezza e T. Dezzo.

Con una precipitazione media liquido/solida di 1680 mm su 2.000 kmq la portata media annua affluente risulta pari a 106.5 mc/s.

Assunta nulla la variazione degli invasi ($\Delta I = 0$) per i motivi già esposti, gli afflussi meteorici vengono trasformati totalmente in deflussi superficiali e sotterranei ed in volumi evapotraspirati. I laghi artificiali utilizzati a scopo idroelettrico, pur essendo numerosi, non influenzano infatti sostanzialmente il bilancio idrologico annuo in quanto hanno capacità globale d'invaso pari all'1% del volume meteorico affluito e funzione di regolazione temporale con orizzonte massimo pari all'anno.

Per la valutazione dei deflussi superficiali, le sezioni di misura idrometrica di interesse sono poste come già detto all'interno dell'area montana a Ponte Briolo sul F. Brembo, a Ponte Cene sul F. Serio, a Casazza sul F. Cherio ed a Capriolo sul F. Oglio. La stazione di Capriolo è stata utilizzata per valutare i deflussi medi dei torrenti Borlezza e Dezzo che appartengono al bacino imbrifero globale sotteso da tale sezione.

Le portate medie annue ivi rilevate nei tre corsi d'acqua principali sono riportate in tabella 1

Tabella 1 – Portate medie nei corsi d'acqua

Corsi d'acqua	Sup. [kmq]	Portate medie annue [mc/s]
F. Brembo a Ponte Briolo	765	30.5
F. Serio a Ponte Cene	455	20.4
F. Cherio a Casazza	38	1.4
Totali	1258	52.30

La portata media annua complessiva di 52.3 mc/s equivale, rispetto all'area di 1258 kmq, ad un deflusso di 1311 mm; quest'ultimo, riferito alla precipitazione media annua di 1680 mm, conduce ad un valore del coefficiente di deflusso medio annuo pari a:

$$\varphi = \frac{1311}{1680} = 0,78$$

che in media corrisponde ai valori pubblicati dal S.I.M.N. per i singoli bacini.

Per il calcolo del deflusso dall'area montana nella sua globalità (2000 kmq), non sembra corretto estendere ad essa il valore del coefficiente di deflusso sopra calcolato, attesa la maggiore permeabilità media dei bacini sottesi dalla rimanente area di 742 kmq. Si è pertanto assunto per questi un valore medio annuo di φ pari a 0,6; ne consegue il seguente calcolo:

- bacini non monitorati di superficie kmq 742 deflusso medio annuo
 $(\varphi = 0,6) 1680 \times 0,6 = 1008 \text{ mm}$ corrispondenti ad una portata media annua = 23,7 mc/s
- bacini monitorati, portata media annua = 52,3 mc/s.

Per cui per l'intera area montana si ha una portata media annua di 76 mc/s, corrispondente ad un deflusso medio annuo di 1197 mm che, arrotondando a 1200 mm, equivale a 76,1 mc/s. Di tali deflussi superficiali una parte esce dal territorio montano non sotto forma di deflussi fluviali, ma mediante derivazioni acquedottistiche ed irrigue. In particolare le portate derivate per alimentare gli acquedotti di pianura sono valutate in media pari a 0.6 mc/s (9.5 mm/anno sull'area montana). In futuro il Piano Regionale di Risanamento prevede che tale portata sia incrementata sino a 2.0 mc/s. Le portate irrigue, su base annua, sono pari a 5,4 mc/s (fiumi Brembo, Serio e Cherio).

Il deflusso sotterraneo è distinto a sua volta in due componenti: la prima riguarda gli strati acquiferi che riemergendo, alimentano le numerose ed importanti sorgenti del territorio montano a monte delle sezioni di misura idrometriche; la seconda riguarda i deflussi sotterranei profondi che, senza interessare la circolazione idrica superficiale, alimentano direttamente gli acquiferi sotterranei di pianura. Le sorgenti montane alimentano la gran parte degli acquedotti dei comuni delle valli e anche parte degli acquedotti di pianura.

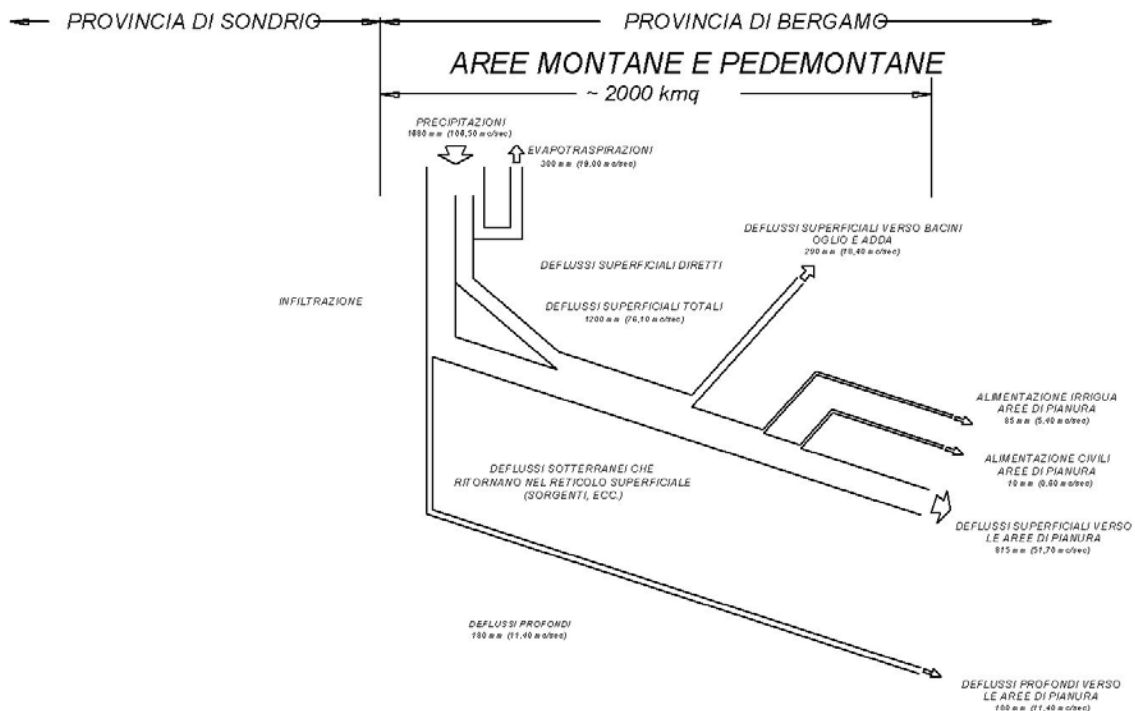
Con le medesime ripartizioni e considerazioni prima citate a proposito delle valli Brembana e Seriana, i vari termini dell'equazione del bilancio idrologico complessivo dell'area montana risultano pertanto i seguenti (v. schema di flusso di figura C):

- | | | |
|--|---|------------------------------|
| 1. Afflussi meteorici | | = 106,5 mc/s (1680 mm/anno); |
| 2. Deflussi nei corsi d'acqua superficiali | = | 70,1 mc/s (1105 mm/anno); |
| 3. Deflussi profondi verso la falda | | |
| (~ 1/3 delle perdite) | = | 11,4 mc/s (180 mm/anno); |
| 4. Evapotraspirazione | | |
| (~ 2/3 delle perdite) | = | 19,0 mc/s (300 mm/anno); |
| 5. Prelievi idropotabili attuali | = | 0,6 mc/s (10 mm/anno); |
| 6. Prelievi irrigui per la pianura | = | 5,4 mc/s (85 mm/anno); |
| 7. Variazione d'invaso | = | 0 mc/s. |

La corrispondente equazione del bilancio è la seguente:

$$A(1) - D(2 + 3 + 5 + 6) - ET(4) = \Delta I(7) = 0$$

Figura C) – Bilancio idrologico medio annuo delle aree montane



E' da osservare che i deflussi superficiali pari a 70,1 mc/s solo in parte affluiscono alla pianura, in quanto i bacini afferenti all'Adda ed all'Oglio (Borlezza, Dezzo e L. Iseo) defluiscono verso altre aree di recapito. Poichè tali bacini sottendono in corrispondenza del confine provinciale un'area complessiva di 592 kmq, la proporzionale portata è valutabile in 18,4 mc/s. Dei deflussi superficiali, pertanto solo $70,1 - 18,4 = 51,7$ mc/s defluiscono verso l'area di pianura.

Bilancio annuo dell'area di pianura

L'area della pianura bergamasca a Sud dell'asse Caprino - Bergamo - Sarnico si estende su una superficie di 750 kmq di cui 470 circa oggetto di irrigazione, nel periodo 16/05 - 15/09, con portate prelevate sia dai corsi d'acqua superficiali sia dalla falda sotterranea (in regione di percentuali pari a circa 60% e 40% rispettivamente).

Il prelievo dai corsi d'acqua superficiali riguarda inoltre per il 60% i fiumi Adda ed Oglio e solo per il 40% i fiumi e torrenti interni al territorio provinciale.

Gli ingressi superficiali (fiumi e canali irrigui) e profondi provenienti dall'area montana che funge da naturale ricarica per la pianura sono pari globalmente, come emerge dal bilancio dell'area montana prima visto, a 68.5 mc/s (51,7 mc/s fluviali , 5,4 mc/s da canali irrigui e 11.4 mc/s profondi).

A tali afflussi vanno aggiunti: la portata di precipitazione meteorica stimata in 25.0 mc/s (1050 mm/anno sui 750 kmq) sulla base dei dati registrati ai pluviometri attivi nell'area; la portata

approvvigionata a scopo irriguo dai fiumi Adda ed Oglio è pari a 8.3 mc/s come media annua (349 mm/anno sui 750 kmq).

Anche per quanto concerne le uscite si devono distinguere quelle superficiali e quelle profonde. Nei riguardi delle uscite superficiali occorre prendere in considerazione lo scambio idrico tra fiumi e falda nella pianura, gli apporti dovuti agli scarichi delle reti di collettamento dei centri urbani, il deflusso superficiale di parte della precipitazione meteorica sulla pianura, il contributo delle risorgive. In particolare si è calcolata una portata superficiale complessiva uscente dal territorio provinciale pari a 83,8 mc/s (3525 mm/anno), di cui 22 mc/s (925 mm/anno) dovuti alle risorgive, come è risultato dalle rilevazioni bimestrali effettuate dal Consorzio di Bonifica di Bergamo. Dei fattori precedentemente citati, oltre alle risorgive, quello che significativamente influenza tale portata è rappresentato dallo scarico dei sistemi fognari, pari a 12,6 mc/s.

Per quanto concerne lo scambio idrico tra falda e corsi d'acqua si ha una tendenza alla ricarica della falda da parte dei tre corsi d'acqua che attraversano la pianura e quindi una lieve perdita di deflusso superficiale stimata globalmente in circa 2.5 mc/s.

Il dato relativo alle portate defluenti in profondità verso la pianura cremonese è stato valutato pari a circa 9.0 mc/s (380 mm/anno), distribuite su di un fronte che dall'Adda all'Oglio misura 35 km; tale dato deriva dalle citate indagini eseguite dal Consorzio di Bonifica della media Pianura Bergamasca sulla geometria e piezometria degli acquiferi dell'area.

L'evapotraspirazione stimata con la formula di Turc, adottando una temperatura media annua di 14.2 °C risulta pari a 15.5 mc/s (650 mm/anno).

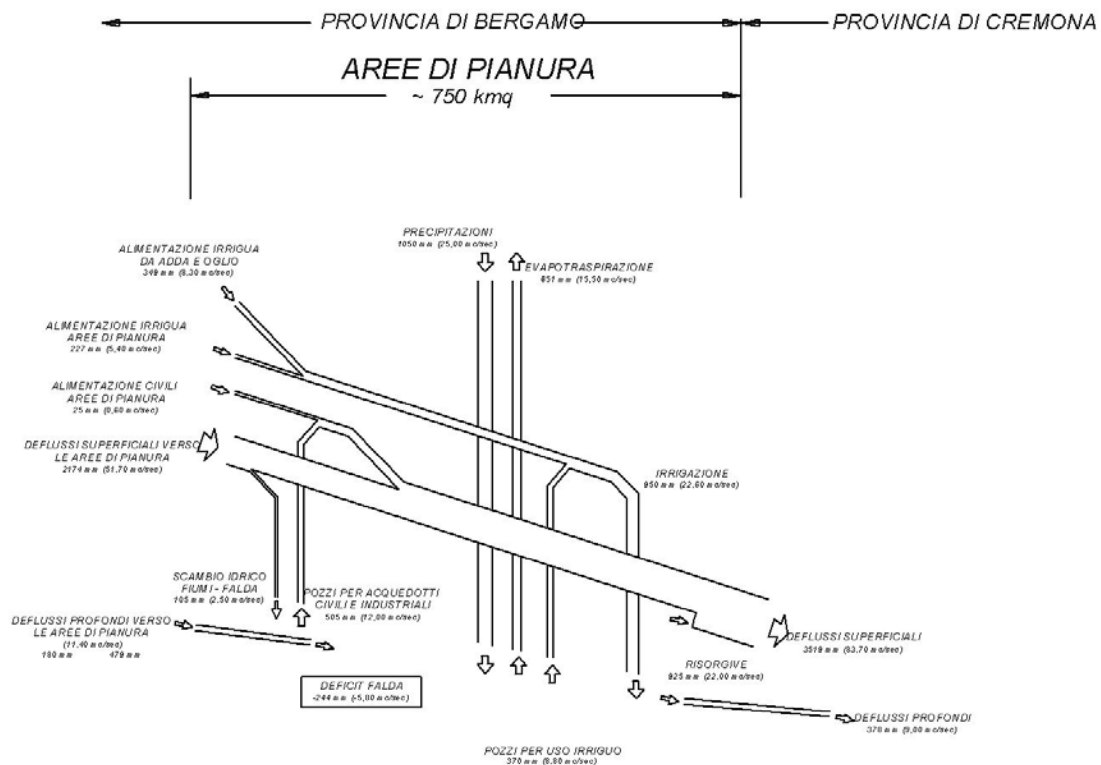
Il bilancio idrologico complessivo dell'area di pianura risulta pertanto il seguente (v. anche lo schema di flusso di figura D):

1. Afflussi meteorici	= 25,0 mc/s (1050 mm/anno);
2. Afflussi da monte nei corsi d'acqua superficiali	= 51,7 mc/s (2174 mm/anno);
3. Afflussi da monte nei canali irrigui	= 5,4 mc/s (227 mm/anno);
4. Afflussi dai fiumi Adda e Oglio nei canali irrigui	= 8,3 mc/s (349 mm/anno);
5. Afflussi da monte agli acquedotti civili	= 0,6 mc/s (25 mm/anno);
6. Afflussi profondi in falda	= 11,4 mc/s (479 mm/anno);
7. Deflussi nei corsi d'acqua superficiali	= 83,7 mc/s (3519 mm/anno);
8. Deflussi profondi in falda	= 9,0 mc/s (378 mm/anno);
9. Evapotraspirazione	= 15,5 mc/s (651 mm/anno);
10. Variazione d'invaso ΔI	= -5,8 mc/s (pari a 244 mm/anno ed a 183.000.000 mc/anno).

L'equazione del bilancio é:

$$A (1 + 2+ 3+ 4+ 5+ 6) - D (7+8) - ET (9) = \Delta I (10) = - 5,8 \text{ mc/s.}$$

Figura D) – Bilancio idrologico medio annuo delle aree di pianura



Risulta evidente come il deficit globale così risultante si riferisca in particolare alla falda che costituisce il serbatoio della risorsa idrica dell'area di pianura. Si è pertanto approfondito il calcolo del bilancio dell'area di pianura verificando specificatamente il bilancio della falda nel suo insieme.

Bilancio annuo della falda di Pianura

Nel bilancio della sola falda intervengono fattori di scambio di risorsa idrica tra superficie e suolo che non compaiono nei bilanci globali del territorio di pianura. In particolare assumono notevole importanza i prelievi da falda mediante pozzi. Nonostante non sia possibile ottenere una completa conoscenza di tutti i pozzi esistenti sul territorio, i dati forniti dalla Provincia (per quanto riguarda le estrazioni civili ed industriali) e dal Consorzio della Media Pianura Bergamasca (per quanto concerne le estrazione irrigue) possono essere considerati ben indicativi della situazione attuale. In particolare si ha un'estrazione per usi civili e produttivi stimata in 12,0 mc/s (505 mm/anno sui 750 kmq) e un'estrazione di risorsa per usi irrigui pari a 8,8 mc/s (370 mm/anno). Mentre le prime due categorie di estrazione vengono consegnate

ai corsi d'acqua ricettori attraverso i sistemi fognari, il 50% circa dell'estrazione irrigua viene reimpresso nella falda in quanto non assorbito dalle colture e non evaporato.

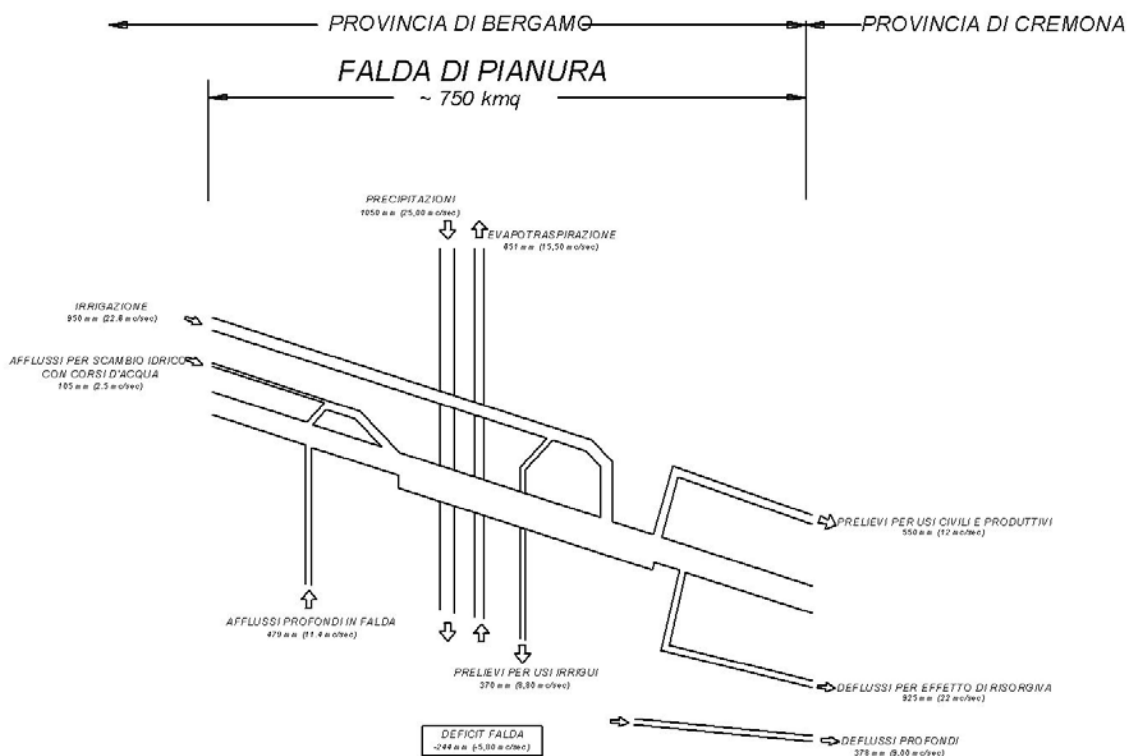
Il bilancio della falda di pianura risulta pertanto il seguente (v. anche schema di deflusso di figura E):

1. Afflussi meteorici	= 25,0 mc/s (1050 mm/anno);
2. Afflussi per effetto dell'irrigazione	= 22,6 mc/s (950 mm/anno);
3. Afflussi profondi in falda	= 11,4 mc/s (479 mm/anno);
4. Afflussi per saldo positivo nello scambio idrico con i corsi d'acqua	= 2,5 mc/s (105 mm/anno);
5. Deflussi profondi in falda	= 9,0 mc/s (378 mm/anno);
6. Evapotraspirazione	= 15,5 mc/s (651 mm/anno);
7. Prelievi per usi civili e produttivi	= 12,0 mc/s (505 mm/anno);
8. Prelievi per usi irrigui	= 8,8 mc/s (370 mm/anno);
9. Deflussi per effetto di risorgiva	= 22,0 mc/s (925 mm/anno);
10. Variazione d'invaso	= -5,8 mc/s (244 mm/anno pari a 183.000.000 mc/anno).

L'equazione del bilancio é:

$$A (1 + 2 + 3 + 4) - D (5 + 7 + 8 + 9) - ET (6) = \Delta I (10) = - 5,8 \text{ mc/s.}$$

Figura E) – Bilancio idrologico medio annuo della falda di pianura



Il deficit di 5,8 mc/s riscontrato nella falda, riportato sull'intero territorio della pianura (750 kmq) risulta pari a 244 mm/anno. Supponendo una porosità (percentuale del volume dei vuoti sul totale del volume del campione) degli strati acquiferi pari a 0.4 si ottiene un abbassamento medio annuo della falda di circa 600 mm. Tale valore risulta superiore all'abbassamento riscontrato (20 m in 50 anni, pari a 400 mm/anno in media) probabilmente in quanto per le estrazioni industriali si sono adottati i valori dell'ultimo censimento sicuramente superiori al valore medio nel cinquantennio.

L'abbassamento della falda è dovuto all'intensa estrazione per gli usi civili, industriali ed irrigui. Tuttavia è da osservare che, mentre l'estrazione per uso civile risulta di modesta entità (1.8 mc/s) e l'estrazione per uso irriguo, per circa il 50%, è reimpressa nella falda in quanto non assorbita dalle colture, il volume estratto per uso industriale rappresenta il termine che maggiormente influisce sul deficit riscontrato. Per il futuro, a fianco della prevista riduzione delle estrazioni per uso civile grazie al contributo derivato dalle sorgenti montane (da 0.6 a 2.0 mc/s), appare evidente come una politica di gestione della risorsa idrica, tendente ad eliminare tale deficit, dovrà imporre una riduzione di tutte e tre le categorie di uso, con maggiore accento nella razionalizzazione e ridimensionamento dei consumi industriali.

Considerazioni inerenti le risorse sotterranee nelle diverse porzioni dell'area di pianura.

Come detto la mancanza di misure per alcune delle grandezze che compaiono nell'equazione del bilancio non consente un approfondimento quantitativo circa la dinamica della risorsa idrica. Dall'analisi dei dati disponibili relativi alle precipitazioni meteoriche, estrazioni, risorgive, irrigazioni e soprattutto dall'analisi comparata con l'evoluzione delle linee isopiezometriche nel tempo emerge tuttavia come, sia pure con le differenze riportate nel seguito, la falda abbia una dinamica qualitativamente simile in tutto il territorio della Pianura Bergamasca.

Pianura tra il fiume Adda ed il fiume Brembo (Isola):

Il territorio tra fiume Adda e Brembo ha una superficie di 105 kmq. Le precipitazioni sul territorio risultano in media pari a 1130 mm e pertanto leggermente superiori alla media della pianura. Le estrazioni di tipo civile risultano leggermente inferiori rispetto alla media globale (70 mm/anno sui 105 kmq contro 76 sui 750 kmq) mentre le estrazioni di tipo industriale sono sensibilmente superiori (535 mm/anno contro 430). Non sono viceversa presenti significative estrazioni di carattere irriguo come, del resto, ha scarsa rilevanza anche l'apporto irriguo stimato pari a 0.44 mc/s (132 mm/anno) e distribuito sul 30% circa della superficie. Nel territorio non sono presenti risorgive.

Pianura tra i fiumi Adda/Brembo ed il fiume Serio:

Il territorio in oggetto ha una superficie di 350 kmq. Le precipitazioni sul territorio sono leggermente inferiori alla media globale (1015 mm/anno contro 1050). Le estrazioni di tipo

civile sono notevolmente superiori alla media globale (125 mm/anno rispetto a 76) e così pure le estrazioni di tipo industriale (675 mm/anno rispetto a 430) concentrate in special modo a Dalmine (4.8 mc/s), Bergamo (0.48 mc/s), Mozzanica (0.34 mc/s), Treviglio (0.33 mc/s), Grassobbio (0.19 mc/s) e Lallio (0.18 mc/s). Appare quindi particolarmente sfruttata la falda nella zona settentrionale dell'area. Le estrazioni di tipo irriguo sono viceversa concentrate nella zona meridionale dell'area e ammontano a circa 4 mc/s (375 mm/anno) mentre la ricarica irrigua (su una superficie di circa 245 kmq) è pari a 12.5 mc/s (1125 mm/anno). Dalle risorgive attive tra il fiume Adda e il fiume Serio defluisce verso la provincia di Cremona una portata media di 15.0 mc/s (1350 mm/anno).

Pianura tra il fiume Serio e i fiumi Cherio e Oglio:

L'area di pianura tra i fiumi Serio, Cherio e Oglio ha estensione di circa 250 kmq. Le precipitazioni sul territorio risultano simili a quelle relative alla pianura tra Adda e Serio. Le estrazioni di tipo civile (15 mm/anno) e industriale (100 mm/anno) risultano assai inferiori (circa pari al 20-25%) alle medie riscontrate sull'intero territorio (76 e 430 mm/anno rispettivamente). I valori più elevati per quanto concerne le estrazioni industriali si riscontrano ancora una volta nella zona settentrionale della pianura nei comuni di Scanzorosciate (0.24 mc/s) Pedrengo (0.11 mc/s) e Seriate (0.06 mc/s). Assai più rilevante risulta l'estrazione ad uso irriguo concentrata nella zona centro-occidentale della pianura (375 mm/anno). La ricarica irrigua, su una superficie di circa 180 kmq, risulta pari a 1180 mm/anno. Dalle risorgive attive defluisce una portata media di 7.00 mc/s (885 mm/anno).

Pianura tra i fiumi Cherio e Oglio:

La pianura tra i fiumi Cherio e Oglio è la porzione minore tra quelle esaminate in quanto si estende per soli 45 kmq circa. Mentre per quanto concerne le precipitazioni non si riscontrano variazioni significative rispetto alla media globale, le estrazioni di tipo civile (65 mm/anno) e di tipo industriale (115 mm/anno) presentano valori assai inferiori rispetto a quelli caratteristici delle aree ad ovest del fiume Serio.

Bilancio idrogeologico annuo del territorio provinciale

Per l'applicazione dell'equazione del bilancio idrologico all'intero territorio provinciale (2750 kmq) si riportano qui di seguito i dati d'interesse già citati nei paragrafi precedenti:

1. Afflussi meteorici = 131.5 mc/s (1508 mm/anno);
2. Afflussi superficiali irrigui dai fiumi Adda e Oglio = 8,3 mc/s (95 mm/anno);
3. Deflussi superficiali in uscita verso i territori esterni a quello provinciale (18,4 mc/s verso i bacini afferenti all'Adda ed Oglio; 83,7 mc/s verso la provincia di Cremona) = 102,1 mc/s (1171 mm/anno);

4. Deflussi sotterranei in uscita verso i territori esterni a quello provinciale = 9,0 mc/s (103 mm/anno);
5. Evapotraspirazione = 34,5 mc/s (395 mm/anno).

Gli afflussi meteorici si riferiscono per la maggior parte (80% circa) al territorio montano, sia per la già ricordata tendenza all'aumento delle precipitazioni col crescere della quota sia per la notevole estensione della zona montana rispetto alla zona di pianura.

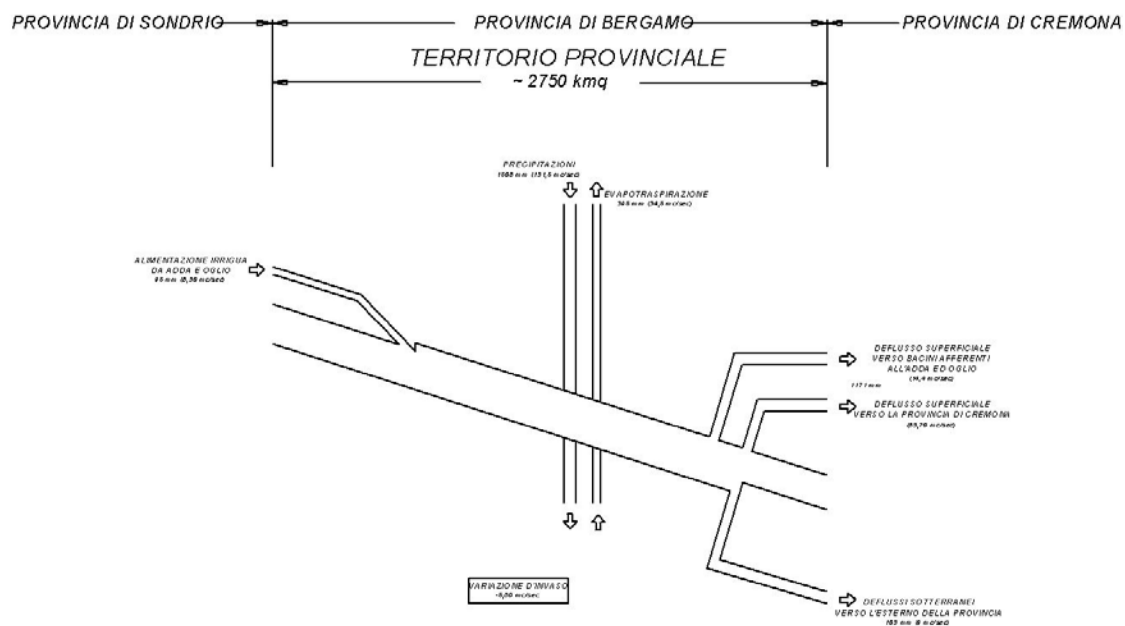
Gli afflussi irrigui derivati dai fiumi di confine della provincia rappresentano, come si può notare, un notevole arricchimento della risorsa idrica disponibile, in quanto sono pari a circa il 6% dell'afflusso meteorico complessivo e al 33% dell'afflusso meteorico relativo alla sola pianura. Senza la possibilità di usufruire di tale risorsa integrativa il deficit idrico della provincia di Bergamo negli ultimi 50 anni sarebbe risultato notevolmente maggiore con effetti ancora più negativi sui livelli della falda delle aree di pianura.

L'applicazione dell'equazione del bilancio idrologico conduce al seguente risultato: (v. schema di flusso di figura F).

A (afflussi meteorici e afflussi irrigui da Adda ed Oglio) - D (deflussi superficiali e sotterranei verso i territori esterni a quello provinciale) - ET (evapotraspirazione) = $I_2 - I_1$ (variazione d'invaso)

$$131,5 + 8,3 - 102,1 - 9,0 - 34,5 = -5,8 \text{ mc/s.}$$

Figura F) – Bilancio idrologico medio annuo del territorio provinciale



Ancora, si evidenzia pertanto, come è ovvio, il deficit medio annuo commisurato ad una portata continua pari a 5,8 mc/s (183.000.000 mc/anno), deficit come detto confermato dall'abbassamento del livello di falda registrato negli ultimi 50 anni.

Bilancio estivo della Val Brembana

La precipitazione meteorica media nel quadrimestre estivo (16/5-15/9) sul bacino della Val Brembana chiuso a Ponte Briolo (sup. 765 kmq) nel periodo 1940-1977 è pari a 690 mm. Pertanto l'afflusso medio (espresso in termini di portata) è di 50,9 mc/s. I deflussi superficiali misurati all'idrometro di Ponte Briolo sono stati pari a 33.1 mc/s (448 mm). Il prelievo a scopo idropotabile al servizio della pianura è stato assunto pari a 0.4 mc/s (5 mm). Occorre ricordare che nel bacino del fiume Brembo a monte di Ponte Briolo sono presenti numerosi serbatoi al servizio di impianti idroelettrici con capacità complessiva di circa 25.000.000 mc pari al 2% circa della risorsa affluita durante l'anno medio. Nel quadrimestre estivo tali serbatoi sono in fase di riempimento: ammettendo che questo sia mediamente valutabile nel 70% della capacità complessiva, la variazione d'invaso ΔI è pari a circa 17,5 milioni di mc, corrispondenti a 23 mm e ad una portata media nel quadrimestre di 1,7 mc/s.

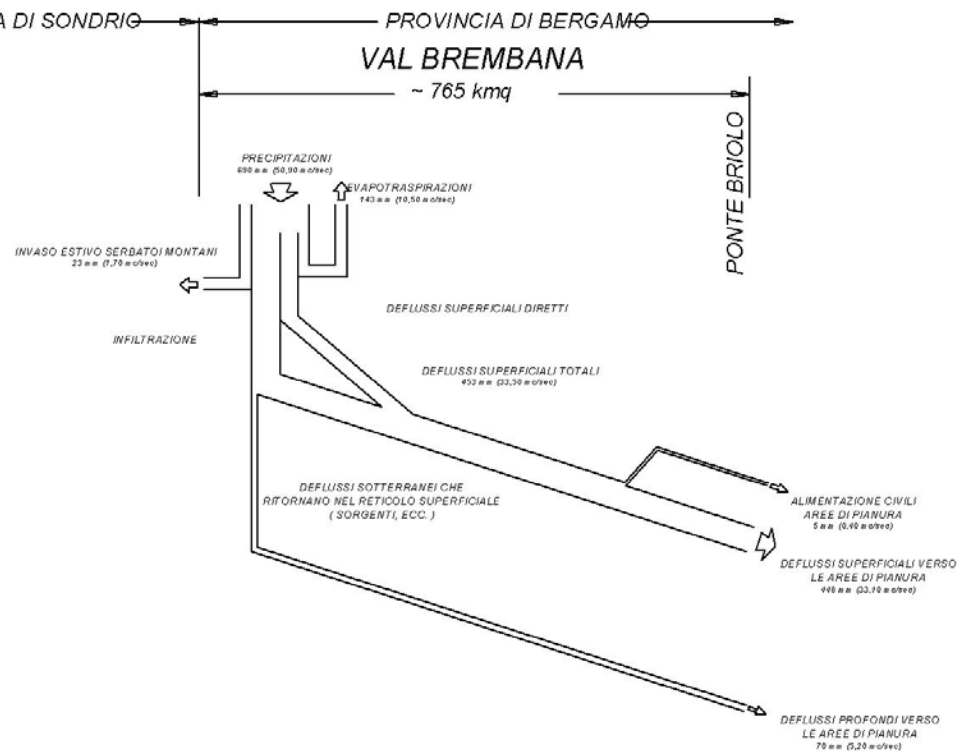
La differenza tra quanto affluito, quanto defluito superficialmente e quanto invasato risulta pari a 207 mm distribuiti, con la medesima ripartizione 2/3 e 1/3, tra evapotraspirazione (138 mm) e deflusso profondo in falda (69 mm). Il bilancio idrologico è pertanto il seguente (v. schema di flusso di figura G):

1. Afflusso meteorico	= 50,9 mc/s (690 mm);
2. Deflusso superficiale	= 33,1 mc/s (448 mm);
3. Deflusso profondo (~1/3 delle perdite)	= 5,2 mc/s (70 mm);
4. Prelievi a scopo potabile per l'utilizzo in pianura	= 0,4 mc/s (5 mm);
5. Evapotraspirazione (~2/3 delle perdite)	= 10,5 mc/s (143 mm);
6. Variazione d'invaso	= +1,7 mc/s (23 mm).

L'equazione del bilancio é:

$$A (1) - D (2+3+4) - ET (5) = \Delta I (6) = + 1,7 \text{ mc/s}$$

Figura G) – Bilancio idrologico estivo della Val Brembana



Come si vede, il bilancio idrologico del quadrimestre medio estivo presenta un saldo largamente positivo giacchè la risorsa idrica affluente con le precipitazioni consente sia un deflusso superficiale medio di entità ragguardevole (33,1 mc/s), sia la ricarica degli invasi superficiali con una portata media di 1,7 mc/s. La prevista derivazione di nuova acqua potabile con incremento dalla portata attuale di 0,4 mc/s ad una portata di 1 mc/s prevista dal Piano di Risanamento, attenuerà solo lievemente tale bilancio positivo, e ciò sia che la nuova risorsa venga reperita negli acquiferi esistenti nelle rocce carbonatiche profonde (con conseguente riduzione della portata media di 5,1 mc/s defluente in profondità verso la pianura), sia che venga reperita da nuove sorgenti afferenti alla circolazione idrica superficiale (con conseguente riduzione della portata media di 33,1 mc/s). Tale situazione positiva vale però, come si è detto, nel quadrimestre estivo "medio" e si modifica anche radicalmente nei periodi di magra; ad esempio nel mese di agosto, come più oltre esposto, il bilancio può cambiare di segno e presentare un deficit anche sensibile.

Bilancio estivo della Val Seriana

La precipitazione meteorica media nel quadrimestre estivo sul bacino della Val Seriana chiuso a Ponte Cene (superficie 455 kmq) nel periodo 1940-1970 è pari a 710 mm. Pertanto l'afflusso medio (espresso in termini di portata) è di 31,2 mc/s. Il deflusso superficiale misurato

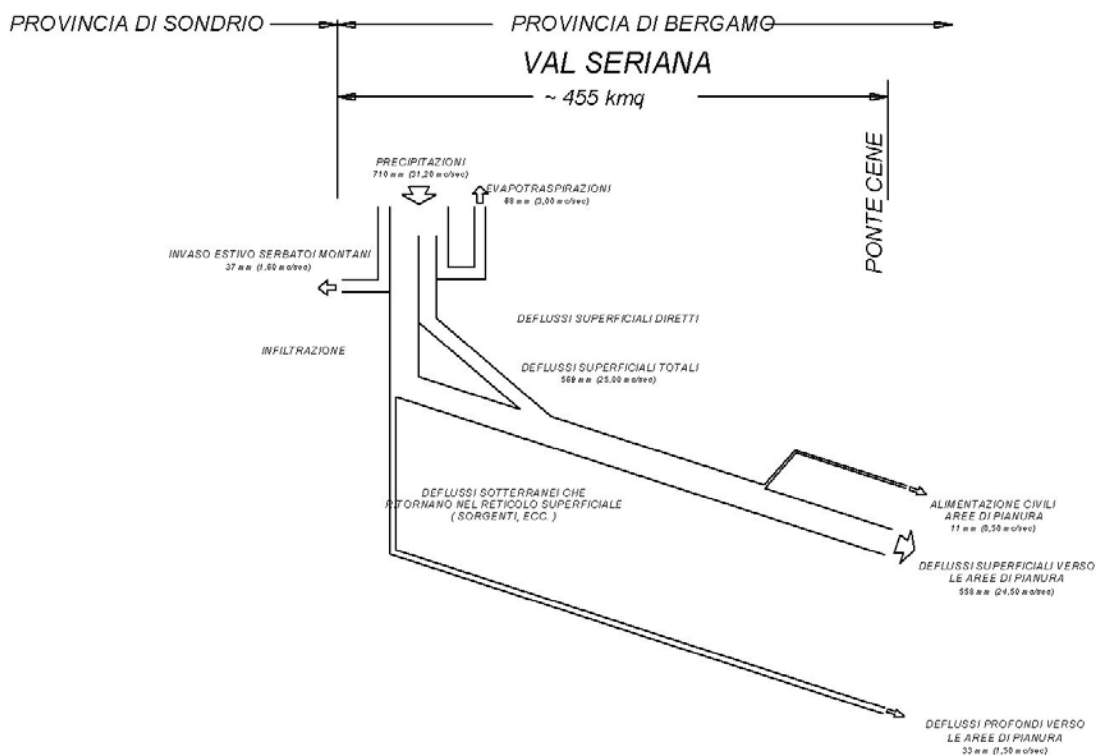
all'idrometro di Ponte Cene è risultato, nel medesimo periodo, pari a 24.5 mc/s (558 mm). I prelievi a scopo idropotabile utilizzati nella pianura sono stati assunti pari a 0.5 mc/s (11 mm). I serbatoi a servizio degli impianti idroelettrici attivi nella valle hanno una capacità di 23.900.000 mc pari al 2.5% della risorsa idrica affluita nell'anno medio. Ammesso anche in tal caso un riempimento medio estivo del 70% delle capacità, la corrispondente variazione d'invaso è pari a circa 16,7 milioni di mc, pari a 37 mm e ad una portata media nel quadrimestre di 1,6 mc/s.

Il bilancio idrologico della valle, con i medesimi criteri di suddivisione delle perdite citati in precedenza, è pertanto il seguente (v. anche schema di flusso di figura H):

- | | |
|---|-----------------------|
| 1. Afflussi meteorici | = 31,2 mc/s (710 mm); |
| 2. Deflussi superficiali | = 24,5 mc/s (558 mm); |
| 3. Deflussi profondi | = 1,5 mc/s (33 mm); |
| (~ 1/3 delle perdite) | |
| 4. Prelievi idropotabili per la pianura | = 0,5 mc/s (11 mm); |
| 5. Evapotraspirazione | = 3,0 mc/s (68 mm); |
| (~ 2/3 delle perdite) | |
| 6. Variazione d'invaso | = 1,6 mc/s (37 mm). |

$$A (1) - D (2+3+4) - ET (5) = \Delta I (6) = + 1,6 \text{ mc}$$

Figura H) – Bilancio idrologico estivo della Val Seriana



Come per la Val Brembana, anche per la Val Seriana si riscontra un bilancio idrologico positivo nel quadrimestre estivo "medio" con un deflusso superficiale di 25,3 mc/s ed una ricarica dei serbatoi superficiali di 1,6 mc/s. Le future portate acquedottistiche, previste in 1 mc/s contro gli attuali 0,5 mc/s, attenueranno solo marginalmente tale situazione di surplus idrico.

Valgono peraltro le medesime considerazioni prima citate per la Val Brembana a proposito dei periodi di magra.

Bilancio estivo dell'area montana

La precipitazione media sull'area di montagna nel periodo estivo risulta, in base ai dati pluviometrici degli apparecchi del S.I.M.N., pari a 700 mm con contributi leggermente maggiori nell'area della Val Seriana (710 mm) e minori per la Val Brembana (690 mm) e per le valli del T. Cherio (635 mm), T. Borlezza e T. Dezzo.

Con una precipitazione media di 700 mm su 2.000 kmq la portata media affluente nel periodo estivo è pari a 135,0 mc/s. Si noti come tale portata risulti sensibilmente maggiore (+25%) della media annua calcolata in 106.5 mc/s.

I laghi artificiali utilizzati a scopo idroelettrico sono in fase di invaso nel quadrimestre estivo, come già detto; valutando tale invaso come somma di quelli prima stimati per le Valli Brembana e Seriana si calcola una variazione d'invaso ΔI pari a circa 34,2 milioni di mc, corrispondenti a 17 mm ed a 3,3 mc/s.

Il deflusso superficiale attraverso il reticolo idrografico è stimato, basandosi sulle osservazioni idrometriche disponibili e con i medesimi criteri adottati nel par. 2.1.3. per il bilancio medio annuo dell'area montana, pari a 90,4 mc/s (469 mm sui 2000 kmq). Tale valore è composto dal deflusso nei corsi d'acqua, dal rilevante deflusso nei canali irrigui e dal deflusso nelle condotte che alimentano gli acquedotti di pianura. Le sezioni di misura idrometrica di interesse sono poste a Ponte Briolo sul F. Brembo (portata media nel quadrimestre estivo = 33,1 mc/s), a Ponte Cene sul F. Serio (portata media nel quadrimestre estivo = 24,5 mc/s), a Casazza sul F. Cherio (portata media nel quadrimestre estivo = 1,4 mc/s) ed a Capriolo sul F. Oglio (portata media nel quadrimestre estivo = 75,3 mc/s). La stazione di Capriolo è stata utilizzata per valutare i deflussi medi dei torrenti Borlezza e Dezzo che appartengono al bacino imbrifero globale sotteso da tale sezione.

In particolare il valore di 97,4 mc/s è così calcolato:

- precipitazione media estiva = 700 mm = 135,0 mc/s (su 2.000 kmq);
- deflusso medio estivo dai bacini Brembo, Serio e Cherio (superficie complessiva 1258 kmq) = 59 mc/s = 486 mm;
- deflusso medio estivo dagli altri bacini (superficie complessiva 742 kmq, coefficiente di deflusso = 0,6): $700 \times 0,6 = 420 \text{ mm} = 30,1 \text{ mc/s}$;

- deflusso medio estivo dall'area montana di 2000 kmq: $59 + 30,1 = 89,1 \text{ mc/s} = 462 \text{ mm}$.
 E' da osservare che la portata media estiva di 30,1 mc/s, defluente da bacini diversi dal Brembo, Serio e Cherio nelle sezioni monitorate, afferisce in parte a bacini dell'Adda e dell'Oglio (Borlezza, Dezzo e Lago d'Iseo) che hanno un recapito esterno all'area di pianura. Poichè tali ultimi bacini sottendono un'area complessiva di 592 kmq in corrispondenza del confine provinciale, la portata media estiva in essi defluente è pari, facendo la proporzione, a 24,0 mc/s. Pertanto, della portata di 89,1 mc/s, solo $89,1 - 24,0 = 65,1 \text{ mc/s}$ defluiscono verso l'area di pianura.

Il deflusso profondo è distinto a sua volta in due componenti: la prima riguarda gli strati superficiali della falda che quindi riemergono ed alimentano le varie sorgenti a monte delle sezioni di misura idrometriche; la seconda riguarda i deflussi profondi che alimentano direttamente la falda di pianura. Le sorgenti montane alimentano la gran parte degli acquedotti dei comuni delle valli e anche parte degli acquedotti di pianura. Le portate derivate per alimentare gli acquedotti di pianura sono state assunte pari a 0.9 mc/s (5 mm) e quindi circa 1.5 volte la media annua.

Le portate derivate per l'irrigazione della pianura sono pari a 16,5 mc/s.

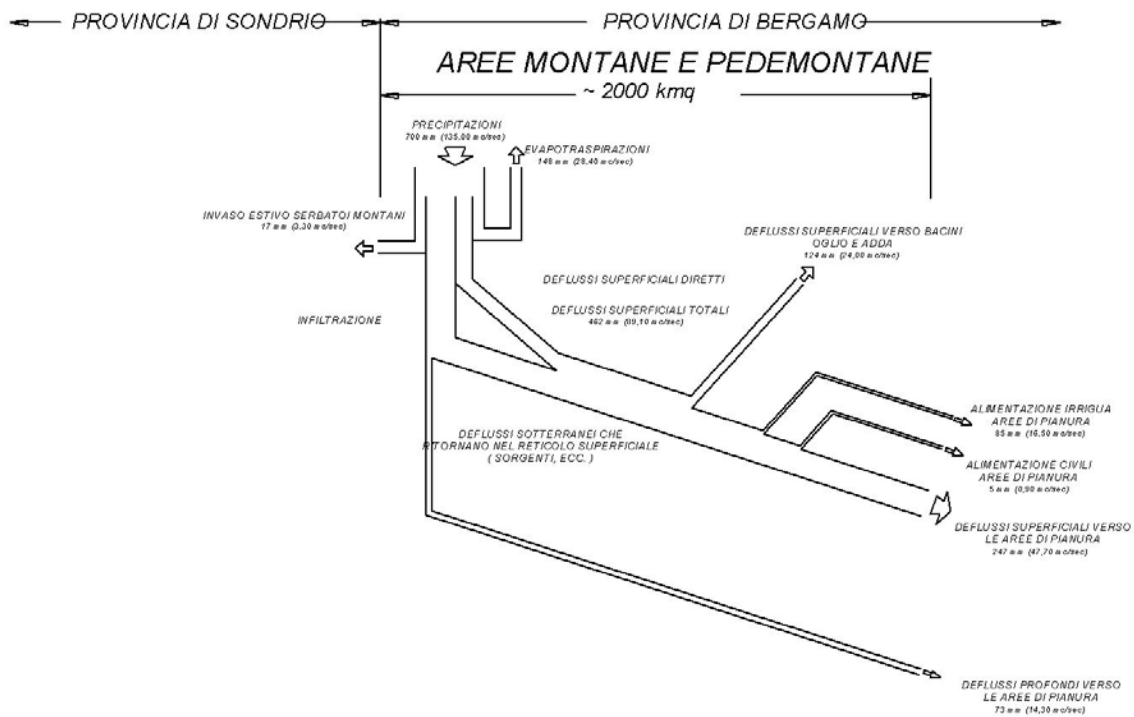
Il bilancio idrologico complessivo estivo dell'area montana risulta pertanto il seguente (v. anche schema di flusso di figura I):

- | | |
|--|------------------------|
| 1. Afflussi meteorici | = 135,0 mc/s (700 mm); |
| 2. Deflussi nei corsi d'acqua superficiali | = 71,7 mc/s (371 mm); |
| 3. Deflussi profondi in falda
(~ 1/3 delle perdite) | = 14,3 mc/s (73 mm); |
| 4. Evapotraspirazione
(2/3 delle perdite) | = 28,4 mc/s (148 mm); |
| 5. Prelievi idropotabili attuali | = 0,9 mc/s (5 mm); |
| 6. Prelievi irrigui per la pianura | = 16,5 mc/s (85 mm); |
| 7. Variazione d'invaso | = +3,3 mc/s (17 mm). |

L'equazione del bilancio é:

$$A (1) - D (2+3+5+6) - ET (4) = \Delta I (7) = + 3,3 \text{ mc/s}$$

Figura I) – Bilancio idrologico estivo delle aree montane



Come è ovvio, anche per l'intera area di montagna il bilancio idrologico del quadrimestre estivo "medio" è largamente positivo. La risorsa idrica disponibile per le precipitazioni consente infatti un notevole deflusso superficiale (71,7 mc/s), un significativo deflusso profondo (14,3 mc/s) verso le falde di pianura, e contemporaneamente: la ricarica dei serbatoi superficiali montani con una portata media di 3,3 mc/s, la derivazione verso la pianura di una portata acquedottistica di 0,9 mc/s (futuri 2 mc/s), la derivazione verso la pianura di una portata irrigua di 16,5 mc/s.

Ma, nei periodi di magra, questa situazione positiva si modifica radicalmente ed il bilancio idrologico evidenzia, come più oltre esposto, un deficit anche sensibile.

Bilancio estivo della zona di Pianura

Il bilancio della pianura riguardante la stagione irrigua (16 maggio - 15 settembre) presenta caratteristiche assai differenti rispetto al corrispondente bilancio precedentemente riportato su scala annua. Infatti grazie alle portate irrigue prelevate dai corsi d'acqua superficiali (in ragione di circa 50 mc/s per 100 giorni) si assiste nel periodo ad un rialzamento generalizzato su tutta la pianura dei livelli della falda.

Gli ingressi superficiali (fiumi e canali irrigui) e profondi provenienti dall'area montana sono pari globalmente a 78,5 mc/s (47,7 mc/s superficiali, 16,5 mc/s irrigui e 14,3 mc/s profondi) con un aumento rispetto alla media annua del 15% circa.

A tali ingressi vanno aggiunti: la portata di precipitazione meteorica stimata in 26.5 mc/s (366 mm) sulla base dei dati registrati ai pluviometri attivi nell'area; la portata derivata a scopo irriguo dai fiumi Adda ed Oglio è pari a 25,5 mc/s (352 mm).

Anche per quanto concerne le uscite si devono distinguere quelle superficiali e quelle profonde. Nei riguardi delle uscite superficiali occorre prendere in considerazione lo scambio idrico tra fiumi e falda nella pianura, gli apporti dovuti agli scarichi delle reti di collettamento dei centri urbani il deflusso superficiale di parte della precipitazione meteorica sulla pianura, il contributo delle risorgive. In particolare si è calcolata una portata complessiva uscente dal territorio provinciale pari a 82,1 mc/s (1135 mm), di cui 26,4 mc (365 mm) dovuti alle risorgive. Dei fattori precedentemente citati oltre alle risorgive, quello che significamente influenza tale portata è rappresentata dallo scarico dei sistemi fognari, pari a 11,6 mc/s.

Per quanto concerne lo scambio idrico tra falda e corsi d'acqua, si ha una tendenza alla ricarica della falda da parte dei tre corsi d'acqua che attraversano la pianura e quindi una perdita di deflusso superficiale stimata globalmente in circa 4.9 mc/s.

Il dato relativo alle uscite defluenti in profondità verso la pianura cremonese è stato valutato in circa 7.1 mc/s (98 mm), distribuiti su di un fronte che dall'Adda all'Oglio misura 35 km. Come nel caso del bilancio annuo il dato è stato desunto sulla base degli studi della falda effettuati dal Consorzio di Bonifica di Bergamo sulla geometria e piezometria degli acquiferi dell'area.

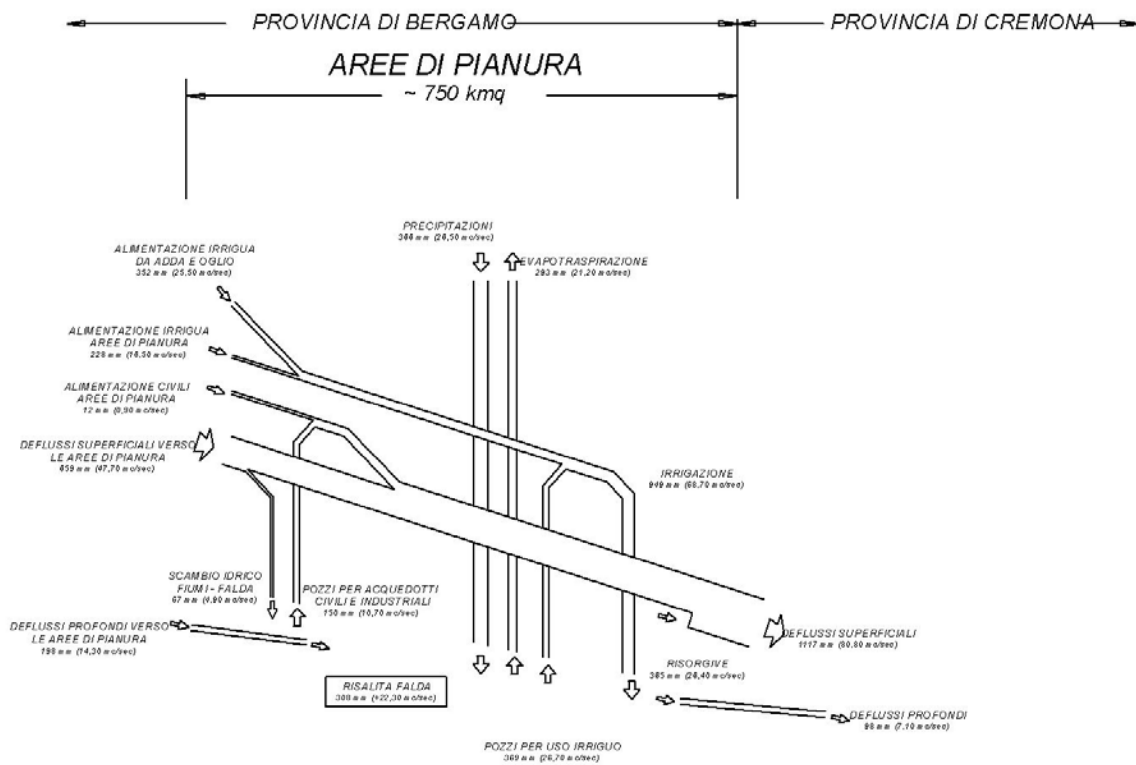
L'evapotraspirazione stimata con la formula di Turc, adottando una temperatura media annua di 20.6 °C, risulta pari a 21.2 mc/s (300 mm).

Il bilancio idrologico estivo dell'area di pianura risulta pertanto il seguente (v. anche lo schema di flusso di figura L):

1. Afflussi meteorici	= 26,5 mc/s (366 mm);
2. Afflussi da monte nei corsi d'acqua superficiali	= 47,7 mc/s (659 mm);
3. Afflussi da monte nei canali irrigui	= 16,5 mc/s (228 mm);
4. Afflussi dai fiumi Adda e Oglio nei canali irrigui	= 25,5 mc/s (352 mm);
5. Afflussi da monte agli acquedotti	= 0,9 mc/s (12 mm);
6. Afflussi profondi in falda	= 14,3 mc/s (198 mm);
7. Deflussi nei corsi d'acqua superficiali	= 80,8 mc/s (1117 mm);
8. Deflussi profondi in falda	= 7,1 mc/s (98 mm);
9. Evapotraspirazione	= 21,2 mc/s (293 mm);
10. Variazione d'invaso	= +22,3 mc/s (308 mm), pari a 231.000.000 mc).

$$A (1+2 + 3+4+5+6) - D (7+8) - ET (9) = \Delta I (10) = +22,3 \text{ mc/s}$$

Figura L) – Bilancio idrologico estivo delle aree di pianura



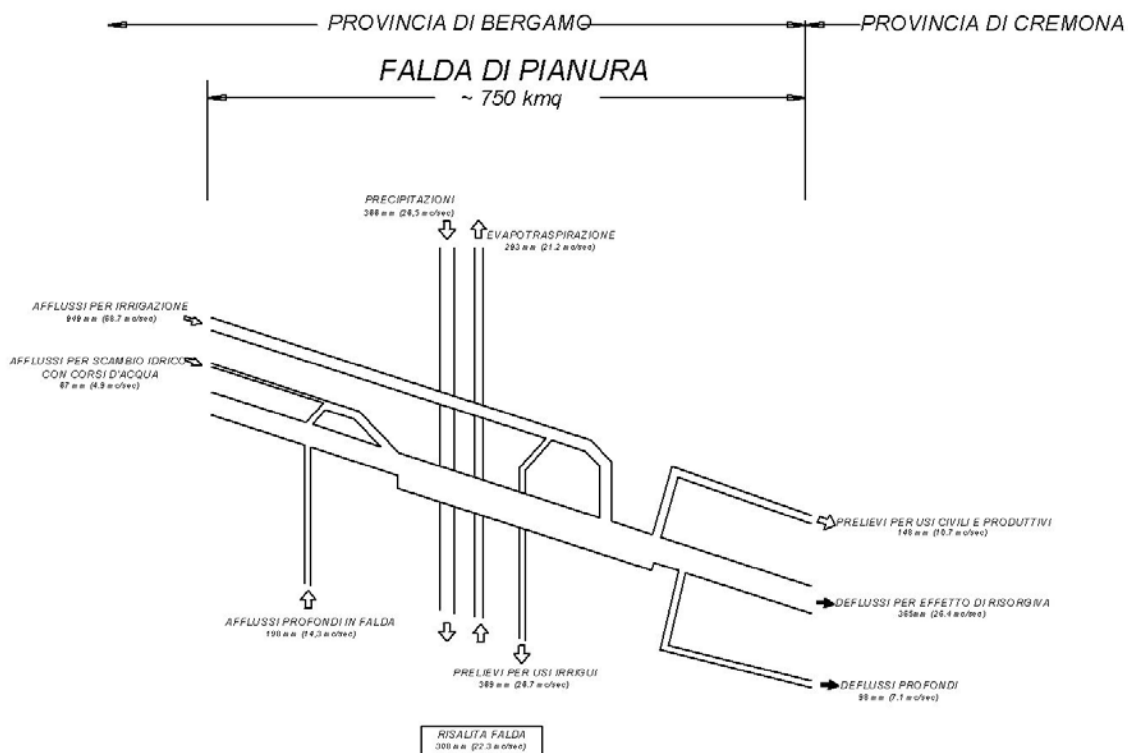
Tale variazione positiva concorda sostanzialmente con il rialzamento piezometrico medio misurato nell'ambito dello studio della falda a cura del Consorzio della Media Pianura Bergamasca nei due anni 1989 e 1990.

Bilancio estivo della falda di Pianura

Sulla base di quanto esposto al precedente paragrafo il bilancio della falda di pianura risulta il seguente (v. schema di flusso di figura M):

- 1. Afflussi meteorici = 26,5 mc/s (366 mm);
 - 2. Afflussi per effetto dell'irrigazione = 68,7 mc/s (949 mm);
 - 3. Afflussi profondi in falda = 14,3 mc/s (198 mm);
 - 4. Afflussi per saldo positivo nello scambio idrico con i corsi d'acqua = 4,9 mc/s (67 mm);
 - 5. Deflussi profondi in falda = 7,1 mc/s (98 mm);
 - 6. Evapotraspirazione = 21,2 mc/s (293 mm);
 - 7. Prelievi per usi civili e industriali = 10,7 mc/s (148 mm);
 - 8. Prelievi per usi irrigui = 26,7 mc/s (369 mm/anno);
 - 9. Deflussi per effetto di risorgiva = 26,4 mc/s (365 mm);
 - 10. Variazione d'invaso = +22,3 mc/s (308 mm).
- A (1+2 + 3+4) - D (5+7+8+9) - ET (6) = ΔI (10) = + 22,3 mc/s

Figura M) – Bilancio idrologico estivo della falda di pianura



La ricarica di risorsa pari a 22,3 mc/s riscontrato nella falda, riportato sull'intero territorio della pianura (750 kmq) risulta pari a 308 mm. Supponendo una porosità (percentuale del volume dei vuoti sul totale del volume del campione) nel terreno di falda pari a 0.4 si ottiene un rialzamento medio della falda nel periodo estivo di circa 750 mm.

Conclusioni

Pur nei limiti dovuti alla scarsità dei dati a disposizione e dell'eterogeneità del territorio in esame i bilanci sopra riportati evidenziano due distinte situazioni di deficit idrologico di notevole interesse per le scelte pianificatorie che le Amministrazioni competenti dovranno assumere. In particolare sussiste un deficit medio annuo del bilancio idrologico della falda di pianura, e quindi un progressivo incessante depauperamento di tale importantissima risorsa, ed un deficit stagionale estivo nell'area di montagna. Conviene soffermarsi su entrambi tali aspetti al fine di individuare le possibili linee politiche di gestione della risorsa idrica atte ad eliminare, od almeno ad attenuare, tali deficit.

Deficit medio annuo della falda di Pianura

Come si evince dai conteggi precedentemente esposti, la provincia di Bergamo dispone in pianura di una dotazione naturale di risorsa idrica pari a circa 1500 mm/anno (sui 750 kmq)

dovuta alle precipitazioni meteoriche. Le perdite idrologiche (evapotraspirazione e deflussi profondi) risultano pari a circa 1/3 di tale dotazione. Il deficit di risorsa riscontrato a livello provinciale evidenzia il fatto che la dotazione netta rimanente (circa 1000 mm/anno sui 2750 kmq) non è in grado di soddisfare, con l'attuale gestione, le richieste dei molteplici usi alla quale l'acqua è deputata. In particolare risulta evidente come vi sia un eccessivo sfruttamento delle risorse sotterranee con conseguente abbassamento dei livelli di falda ed incremento dei deflussi superficiali nei corsi d'acqua alle sezioni di uscita dal territorio provinciale. Infatti sia la dotazione idrica per uso potabile che quella al servizio delle attività produttive derivano in minor parte da sorgenti o corsi d'acqua superficiali ed in prevalenza da estrazioni dalla falda di pianura (1,8 mc/s per uso civile e 10.2 mc/s per uso industriale). Le estrazioni per uso industriale sono particolarmente concentrate nella zona di pianura circostante l'autostrada Milano - Venezia in prossimità della città di Bergamo e nella zona di Zingonia. Anche per quanto concerne l'uso irriguo si ha una massiccia estrazione dal sottosuolo concentrata nella zona meridionale della pianura nell'intorno del fiume Serio. In tale area risultano infatti attivi per circa 100 giorni/anno pozzi irrigui che estraggono una portata stimata in 30 mc/s. Tale portata, come descritto in precedenza, ritorna in falda in percentuale di circa il 50%. Pertanto, di quanto estratto dalla falda di pianura per i vari usi descritti, la percentuale maggiore (50%) è dovuta al settore produttivo. Poiché il deficit della falda di pianura è stato stimato in circa 5,8 mc/s occorre una riduzione dei prelievi di pari entità per ottenere il riequilibrio della risorsa idrica.

La prevista realizzazione di nuove adduzioni di acqua ad uso potabile dalla Val Seriana e dalla Val Brembana in ragione di 2.00 mc/s rispetto agli attuali 0.6 mc/s consentirà una riduzione dei prelievi nell'area di pianura di circa 1.4 mc/s. Una ulteriore riduzione dei prelievi è preventivabile mediante il programma di riordino delle estrazioni irrigue da pozzi; la dotazione specifica attuale nel distretto servito dai pozzi è pari a 2.5 l/s/ha, mentre la dotazione ottimale prevista in futuro dal Consorzio di Bonifica risulta essere di 1,80 l/s/ha (vedi paragrafo F2 della Relazione del Dott. A. Pasinetti). Si otterrebbe pertanto una riduzione del 28% delle estrazioni che in termini di risorsa idrica effettivamente non sottratta al territorio equivalgono a 1,2 mc/s:

$$\left(\frac{2,5-1,8}{2}\right)\frac{l/s/ha}{1000}\times 12153ha\times\frac{100}{365} = 1,2 \text{ mc/s.}$$

Agendo sugli usi irrigui e civili sarebbe quindi possibile ridurre il deficit di risorsa da 5,8 a 3,2 mc/s. L'azzeramento del deficit e l'inversione di tendenza (risalita della falda) necessitano tuttavia di interventi anche e soprattutto in merito alle estrazioni per uso produttivo che rappresentano la causa prevalente dell'impoverimento della falda stessa. In pratica occorre che gli insediamenti industriali, oltre a studiare le modifiche impiantistiche interne atte a ridurre il consumo idrico (modifiche largamente possibili, come mostra una vastissima esperienza, e che comunque potranno essere incentivate dalla nuova politica tariffaria prevista dalla legge

36/94), utilizzi maggiormente con appositi acquedotti industriali le acque trattate effluenti dagli importanti impianti di depurazione intercomunali della zona. In particolare affinché si possano avere significativi effetti sulla falda è necessario che le estrazioni ad uso produttivo dalla falda della zona di pianura si riducano dagli attuali 10.2 mc/s ad un massimo di 5-6 mc/s. Tale riduzione dovrà avvenire soprattutto nelle aree della pianura dove più marcata è la concentrazione industriale e dove difatti più intenso è l'abbassamento piezometrico, in particolare nella cintura sud della città di Bergamo (da Dalmine a Grassobbio) e nelle aree di Zingonia e di Treviglio.

Deficit nelle magre estive dell'area di Montagna

Come già esposto, nell'area di montagna l'analisi del bilancio idrologico del quadrimestre estivo per la Val Seriana e per la Val Brembana non pone in evidenza particolari problematiche od evoluzioni relative all'utilizzo della risorsa. Infatti gli utilizzatori di tipo irriguo ed idroelettrico, a cui sono attribuiti i maggiori prelievi, erano già presenti nell'immediato dopoguerra; gli utilizzatori di tipo civile (acquedotti comunali) ed industriale, che viceversa si sono sviluppati per lo più in seguito, derivano quantità decisamente inferiori (vedi l'elenco delle derivazioni al capitolo 3).

Ma tale situazione positiva sussiste se si considerano i valori medi annui o medi del quadrimestre estivo, non vale invece considerando i periodi di magra. In altri termini, la risorsa idrica montana sarebbe largamente sufficiente per tutte le utilizzazioni, ove fosse regolata con adatti serbatoi di compenso, atti ad integrare nei periodi di magra quanto disponibile in eccedenza nei periodi di maggiore afflusso.

Già una semplice analisi dei valori medi mensili mette in evidenza l'odierna periodica situazione di deficit nel mese di agosto. Nelle tabelle 1 e 2 che seguono sono infatti riportati i dati mensili di precipitazione e di deflusso medio nei mesi estivi alle sezioni di Ponte Cene e Ponte Briolo nell'arco del quarantennio 1940÷1980.

Tabella 1 - Fiume Serio a Ponte Cene

Periodo	Afflussi medi (mm)					Deflussi medi mc/s				
	M	G	L	A	S	M	G	L	A	S
1940÷1950	214	163	143	140	145	36,2	30,5	20,5	15,4	17,4
1940÷1960	178,7	184	166,8	155,1	154,2	33,5	32,1	25,2	19,1	20,4
1940÷1970	185,5	188,1	173,8	176,2	163,3	31,7	30,7	23,5	19,6	21,9
Medie mensili nel quadrimestre estivo	177,5					25,3				

Tabella 2 - Fiume Brembo a Ponte Briolo

Periodo	Afflussi medi (mm)					Deflussi medi mc/s				
	M	G	L	A	S	M	G	L	A	S
1940÷1950	198	153	140	130	141	51,8	39,0	26,7	21,8	26,8
1940÷1960	172,2	182,3	163,1	149,3	157,4	48,4	42,4	30,9	24,6	29,8
1940÷1970	171,8	184,1	161,7	167,7	154,3	46,0	43,3	29,1	26,2	30,7
1940÷1977	181,1	190,7	168,7	174	160,3	46,8	43,0	29,2	26,5	32,1
Medie mensili nel quadrimestre estivo	172,5					33,6				

Le caratteristiche essenziali che emergono dall'analisi di tali dati sono le seguenti:

- i cicli idrologici naturali di lungo periodo possono determinare variazioni sensibili rispetto ai valori medi: si confronti ad esempio come nel decennio 1940÷1950 si siano avute precipitazioni in Val Seriana e Val Brembana inferiori rispettivamente del 10% e del 15% rispetto alla media sull'intero periodo;
- analoga considerazione vale per i deflussi medi nel periodo che risultano anch'essi leggermente superiori a quelli del decennio 1940÷1950 (+6% e +7% rispettivamente);
- il mese di minor disponibilità idrica risulta agosto in tutto l'arco di tempo considerato. Nel decennio peggiore (1940÷1950) in questo mese i deflussi medi sono risultati in Val Brembana ed in Val Seriana inferiori rispettivamente di ben il 35% e 40% rispetto alla disponibilità media del quadrimestre estivo considerata nei bilanci precedentemente esposti.

Ma se dall'analisi dei valori medi mensili si passa all'analisi puntuale di ciascun anno, si evidenzia ancora meglio come, in seguito a particolari periodi di scarsità di precipitazioni meteoriche, si possano verificare stagioni in cui la risorsa disponibile nei corsi d'acqua superficiali non risulta sufficiente a soddisfare tutte le concessioni di derivazione che si sono attivate nel tempo (v. l'analisi delle magre estive al cap. 2).

Ad esempio nel triennio 1969-1971 nel fiume Brembo a Ponte Briolo si sono registrati in agosto ben 24 giorni su 93 con portata inferiore ai 10 mc/s; nel fiume Serio nel biennio 1953 - 1954 si sono registrati in agosto 19 giorni su 62 con portata inferiore a 10 mc/s e 13 giorni su 62 con portata inferiore a 9 mc/s.

Il confronto con i risultati dell'indagine statistica sulle magre estive riportata nel paragrafo 2.2.4 mostra che con elevata ricorrenza (tempo di ritorno di 1.5 anni) possono aversi periodi estivi di durata 20 giorni con portate inferiori a quelle concesse, sia in Val Brembana che in Val Seriana.

La risoluzione di queste situazioni di insufficienza può agevolmente trovarsi ricordando che esse sono solo temporanee e presentano una durata abbastanza limitata, giacché già nell'arco del quadrimestre estivo la risorsa idrica sarebbe in media sufficiente e così, a maggior ragione, nella media annua. La costruzione di nuovi serbatoi di compenso o, in alternativa, l'adozione di nuove regole di gestione dei serbatoi idroelettrici esistenti potrebbe quindi essere risolutiva.

La costruzione di nuovi serbatoi è certamente possibile dal punto di vista tecnico, come già dimostrato da precedenti studi effettuati dal Consorzio di Bonifica di Bergamo finalizzati alla costruzione di un invaso di 7.000.000 mc sul T. Ogna in Val Seriana, richiamato anche nella relazione del Dott. Angelo Pasinetti. La fattibilità di tale intervento, e di un altro analogo in Val Brembana, è tuttavia da dimostrare, avuto riguardo a tutte le connesse rilevanti implicazioni ambientali e finanziarie. Inoltre la realizzazione di tali opere occuperebbe un arco di tempo non inferiore al decennio tenendo anche presente la rilevanza delle opere di derivazione e convogliamento verso la pianura.

Ben più agevole e rapida appare la seconda alternativa che prevede di modificare le regole di gestione dei serbatoi già esistenti in alta Val Brembana ed in Val Seriana, oggi utilizzati a scopo esclusivamente idroelettrico. Le nuove regole dovrebbero semplicemente prevedere che, in periodo estivo, vengano rilasciate in alveo non solo le portate minime vitali per l'ecosistema fluviale, ma anche le portate integrative necessarie per mantenere nel Brembo e nel Serio almeno una portata minima di circa 10-12 mc/s in corrispondenza delle prese irrigue (a Ponte S. Pietro per il Brembo e ad Albino per il Serio). Poiché come si è visto la durata di tali portate di magra è statisticamente nell'ordine di 10 giorni ogni 2 anni, tali integrazioni e la corrispondente penalizzazione degli impianti idroelettrici, costretti a turbinare in periodi dell'anno poco remunerativi e generalmente destinati all'invaso dei serbatoi, potrebbero risultare accettabili in un contesto di gestione ottimale multiscopo della risorsa idrica.