COMUNE DI ALBIZZATE

COMUNE DI ALBIZZATE
Prot. 4493 Class. 3/2
17 MAG. 2010
☐ SI ASSEGNA A U.T.
☐ COPIA PER
VISTO

INDAGINI GEOLOGICHE ED IDRAULICHE FINALIZZATE ALLA VERIFICA DI COMPATIBILITÀ IDRAULICA DELL'ECOCENTRO COMUNALE ALBIZZATE – VIA MONTELLO –

Il Progettista
(Dott. Ing. Emilio Magni)

Il Progettista
(Dott. Geol. Cinotti Marco)

Ing. EMILIO MAGNI N. 789 Ordine Ingegneri Varese

Il progettista
Dott. Geol. Marco Cinotti

ORDINE DEI GEOLOGI della LOMBARDIA MARCO CINOTTI geologo specialista Albo n. 1290 AP sezione A

CAPITOLO 1 – PREMESSA **3**

CAPITOLO 2 – IL CLIMA **5**

2.1 – Elementi di climatologia **5**

2.1.1 Diagramma Ombrotermico 6

2.1.2. Indice di Aridità di De Martonne 6

2.1.3 Analisi del Clima. 7

2.2. Elementi geologici, litologici e geotecnici. **8**

2.2.1.1 Evoluzione del territorio 11

2.3 Area d'indagine. **21**

ALLOFORMAZIONE DI ALBIZZATE **22**

ALLOGRUPPO DI BESNATE **24**

ALLOFORMAZIONE DI ALBUSCIAGO **25**

UNITÀ DI SUMIRAGO **27**

2.4 Elementi geomorfologici **29**

2.5 - I caratteri idrogeologici **30**

2.6 – I caratteri idrografici **33**

2.6.1 – Le aree di esondazione secondo il PAI 34

2.6.2. Prescrizioni e vincoli all'interno degli ambiti 35

2.6.3 Tipologia degli eventi di piena 37

2.6.3. Calcolo dell'onda di piena in funzione del Tr. 40

2.6.4. Il materiale solido 48

CAPITOLO 3 – CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE E PRESCRIZIONI TECNICHE **49**

CAPITOLO 1 – PREMESSA

Su incarico del Comune di Albizzate, il sottoscritto Dott. Geol. Marco Cinotti, residente in Busto Arsizio, Via Col di Lana 3, ha eseguito i necessari accertamenti al fine di individuare la compatibilità idraulica relativamente all'Ecocentro comunale posto in Comune di Albizzate (VA), Via S.Alessandro, in un'area residenziale parzialmente edificata.

Secondo quanto stabilito dal D.M. 14/01/08 ed in particolare dal capitolo 6 del Testo Unico delle Costruzioni, con la presente relazione sarà illustrata la modellazione idraulica riferita al sito così come risultante dalle specifiche indagini eseguite in funzione dell'importanza dell'opera. In questo modo sarà possibile accertare la presenza di possibili situazioni stratigrafiche, geotecniche, idrauliche limitanti l'edificazione esistente. Al tempo stesso potranno essere indicati possibili accorgimenti prescrittivi da adottare al fine di rendere conforme l'opera al contesto esistente.

Il lavoro si è sviluppato in uno studio di massima dell'area, condotto sia mediante consultazione dei lavori reperibili in bibliografia, sia con l'effettuazione di ricognizioni in loco. Si è proceduto poi ad una modellazione idraulica dell'area assumendo come Tempo di Ritorno il parametro 100 anni, in conformità a quanto indicato dal PAI.

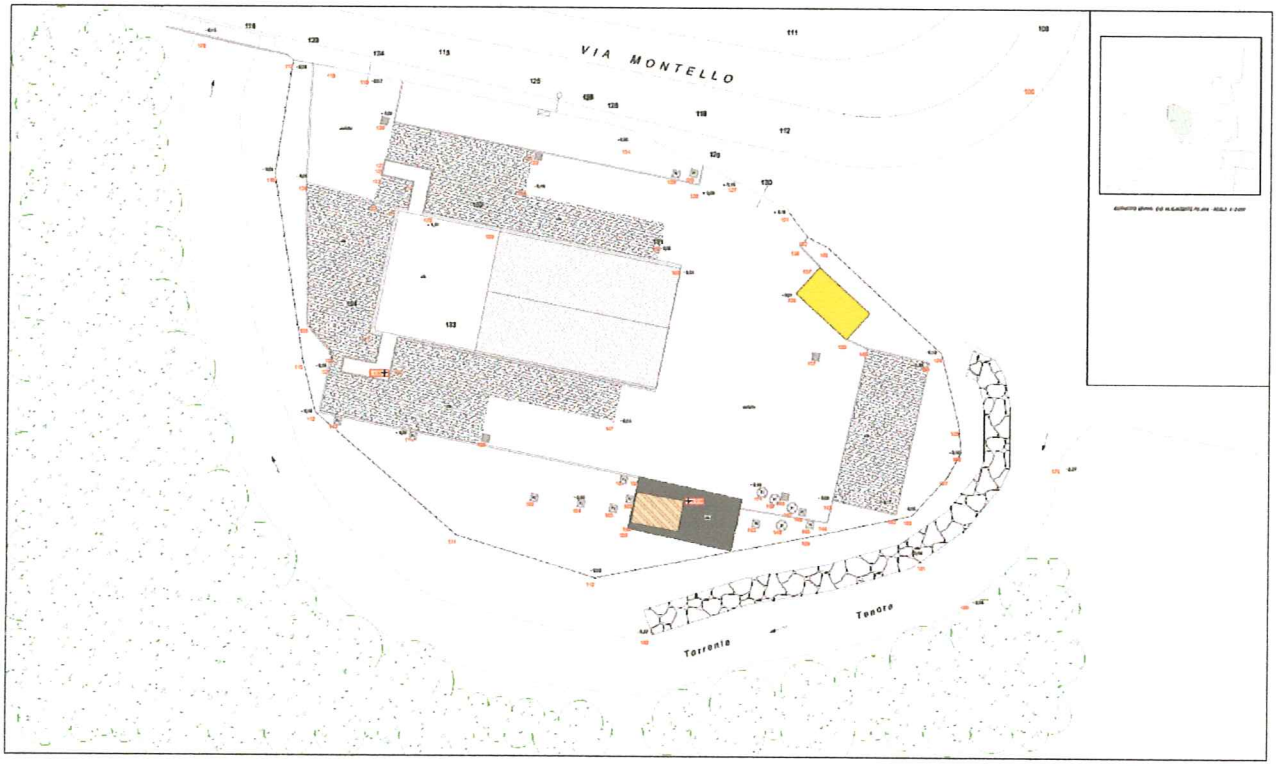


Figura 1 - Estratto Rilievo topografico

Sulla base dei risultati delle indagini, delle osservazioni di campagna e delle elaborazioni effettuate, si è pervenuti alla caratterizzazione geotecnica dei materiali costituenti il sottosuolo e ad una valutazione della compatibilità dell'opera in progetto.

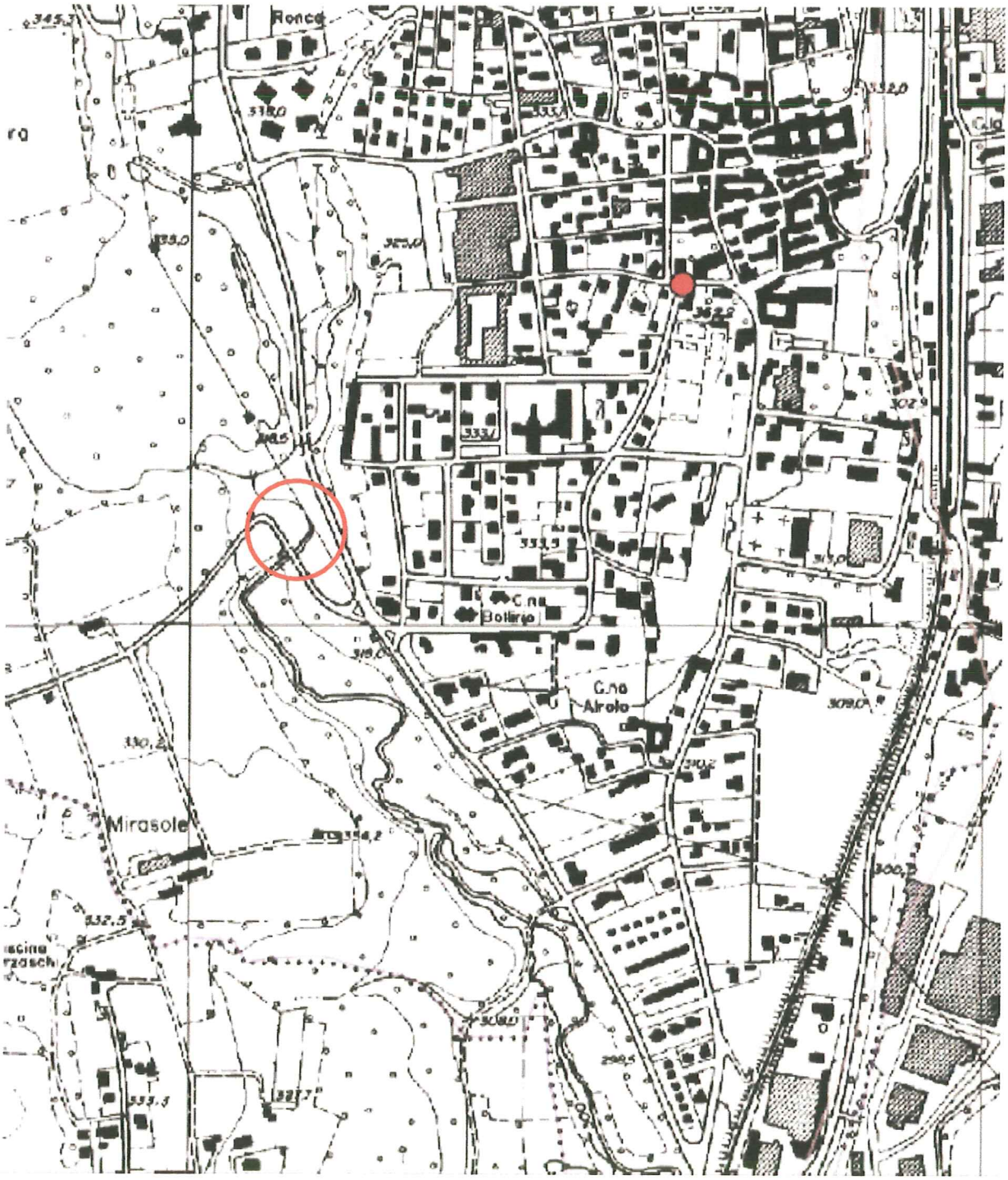


Figura 2 - Estratto C.T.R.

CAPITOLO 2 – IL CLIMA

2.1 – Elementi di climatologia

Per eseguire uno studio della climatologia dell'area sono stati elaborati i dati del Centro Geofisico Prealpino di Varese relativi alle precipitazioni ed alle temperature registrate in un intervallo di 35 anni di osservazioni.

MESE	T media (°C)	T max (°C)	T min. (°C)
Gennaio	**2.8**	6.2	-0.5
Febbraio	4.2	7.9	0.5
Marzo	8.2	26.0	-8.0
Aprile	11.5	29.0	-1.0
Maggio	16.1	30.0	1.0
Giugno	19.7	23.8	14.6
Luglio	**22.7**	26.7	17.4
Agosto	**21.9**	25.9	17.0
Settembre	17.6	21.5	13.5
Ottobre	12.4	16.0	8.9
Novembre	6.9	10.1	3.8
Dicembre	**3.6**	6.8	0.5

Tabella 1. Valori delle temperature medie nel periodo 1967-00.

Dall'analisi dei dati riportati in tabella 1, si può notare che l'andamento delle temperature medie mensili è caratteristico dei climi delle medie latitudini, con i valori max nei mesi di Luglio - Agosto (circa 22°), ed i minimi nei mesi invernali di Dicembre e Gennaio (circa 3°).

La distribuzione delle precipitazioni medie mensili (tabella 2) mostra due massimi in corrispondenza del mese di Maggio (175,2 mm) ed Ottobre con circa 165 mm ed un minimo in Luglio con circa 98 mm di precipitazione.

Nell'area sono frequenti le nevicate, anche queste molto variabili; si rileva che si hanno in media 7 giorni nevosi con un manto complessivo di circa 40 cm.

MESE	P media (mm)
Gennaio	85.3
Febbraio	80.2
Marzo	109.9
Aprile	148.1
Maggio	**175.2**
Giugno	153.8
Luglio	98.6
Agosto	155.7
Settembre	144.6
Ottobre	**164.8**
Novembre	119.1
Dicembre	68.3

Tabella 2. Valori delle precipitazioni medie nel periodo 1967-87.

Per evidenziare le correlazioni fra i valori delle precipitazioni e quelli termometrici sono stati utilizzati il Diagramma Ombrotermico e l'Indice d'Aridità di De Martonne .

2.1.1 Diagramma Ombrotermico

Il diagramma Ombrotermico si ottiene riportando sul grafico le precipitazioni mensili in mm e la temperatura in °C, in scala doppia rispetto alle prime; questa rappresentazione è utilizzato per mettere in risalto i periodi in cui si ha un bilancio idrico positivo, caratterizzati dal prevalere delle precipitazioni sull'evapotraspirazione, e le situazioni di deficit idrico, quando in pratica le perdite per evapotraspirazione superano gli afflussi. Come si può notare dall'esame della figura 1. quest'ultima situazione non accade neppure nei mesi estivi quando, le precipitazioni raggiungono i valori minimi e le temperature i massimi.

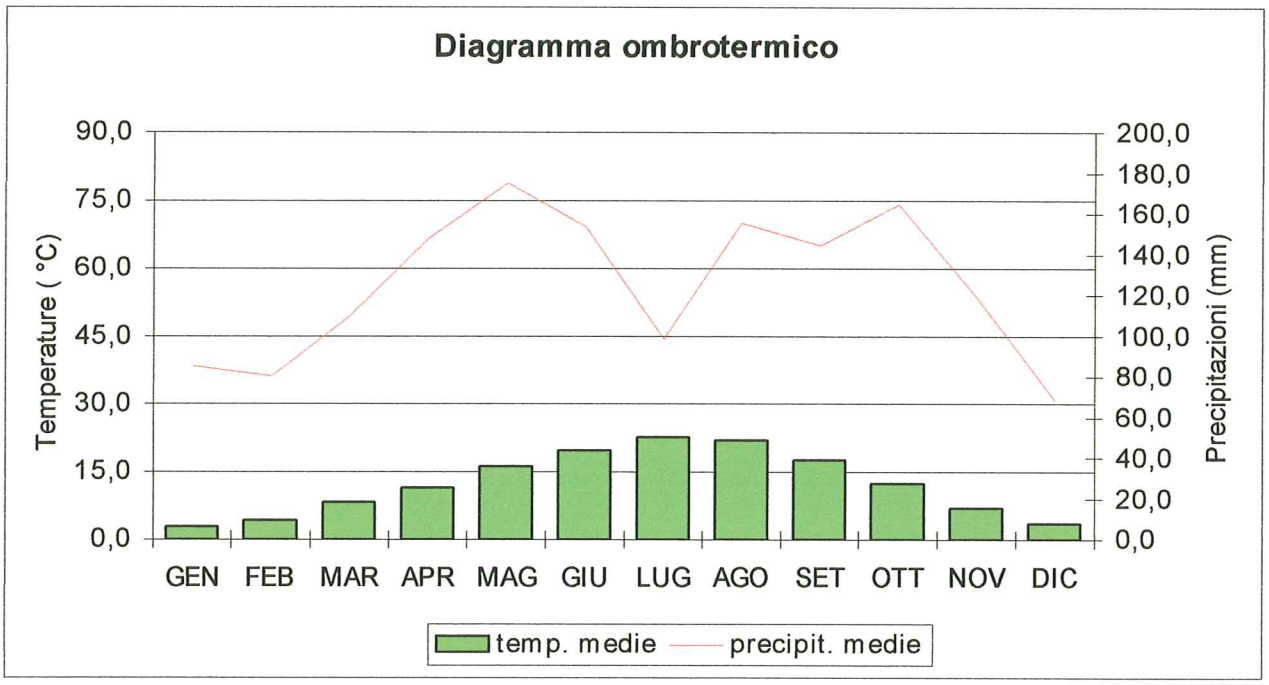


Figura 3 - Diagramma Ombrotermico

2.1.2. Indice di Aridità di De Martonne.

L'Indice di Aridità di De Martonne è definito come:

$$Ia = 12\ Pm / (10 + Tm)$$

con Tm = Temperatura media del mese considerato in °C

Pm = Precipitazione media del mese considerato in mm

e determina le condizioni climatiche in relazione alle colture agricole. Indici inferiori a 20 (Periodi sub-aridi) e a 10 (Periodi aridi) indicano condizioni tali da compromettere le colture agricole se non opportunamente irrigate.

La forma poligonale del pluviogramma in figura 2, mostra che l'area è caratterizzata dalla prevalenza di periodi umidi su quelli secchi e soltanto il mese di Luglio presenta un indice prossimo a 20.

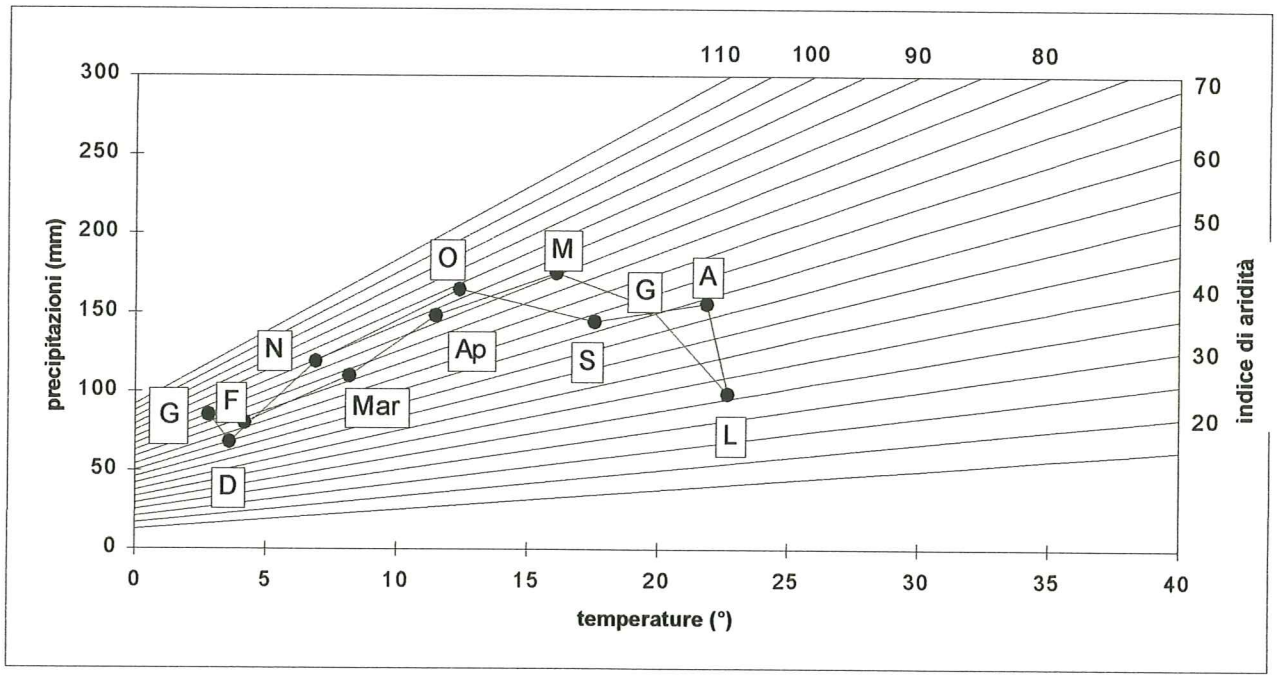


Figura 4 - Indici di Aridità (De Martonne)

2.1.3 Analisi del Clima.

Secondo il modello proposto da Koppën, il clima della zona può essere indicato come *Cfb* e cioè caratteristico delle zone Temperate *(C)*, con assenza di una stagione secca *(f)* e con la Temperatura media mensile del mese più caldo inferiore ai 22°C, ma per più di 4 mesi superiore ai 10 °C *(b)*.

2.2. Elementi geologici, litologici e geotecnici.

L'area, descritta nel foglio 31 della Carta geologica d'Italia (Varese), è costituita dai cordoni morenici che delimitano ad ovest la vallata percorsa dal Torrente Arno.

Tali depositi, di epoca Wurmiana e post wurmiana, contengono talora anche depositi fluvioglaciali, specialmente minute sabbie micacee.

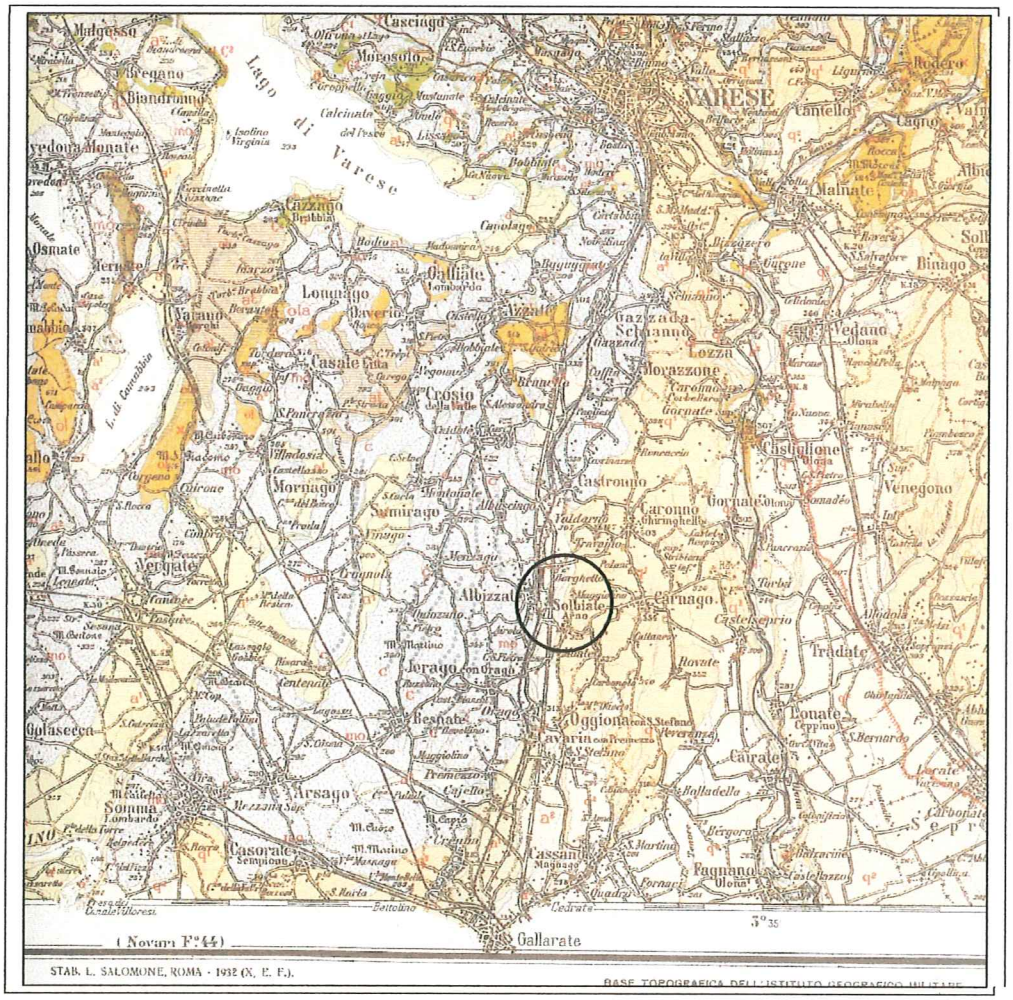


Figura 5 - Estratto Carta Geologica d'Italia - Foglio 31

L'area è individuata nella Zona Ovest della pianura e collina lombarda, rappresentata nella cartografia delle "Basi informative Ambientali" predisposte dalla Regione Lombardia e dall'ERSAL e di proprietà degli stessi Enti. In questa cartografia, ed in particolare nel tematismo Rilevanze naturalistiche e paesaggistiche, l'abitato di Albizzate, al margine del quale si pone l'area d'indagine, è distinto come "Cordone morenico intermedio".

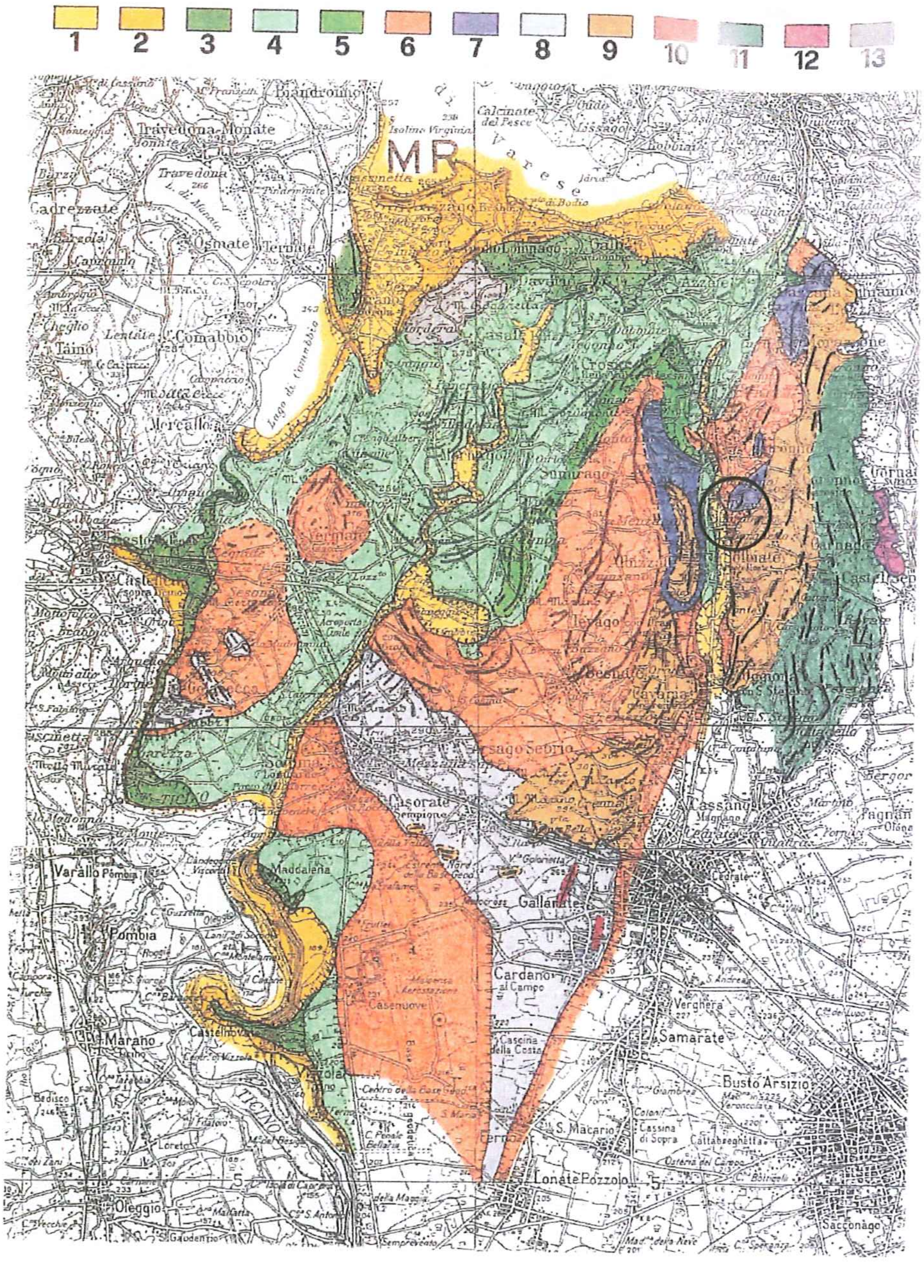


Fig. 5 - Geological map of the Verbano amphytheatre. 1) Unità postglaciale; 2) Alloformazione di Cantù; 3) Unità di Daverio (Allogruppo di Besnate); 4) Unità di Mornago (Allogruppo di Besnate); 5) Unità di Montonate (Allogruppo .di Besnate); 6) Unità di Sumirago (Allogruppo di Besnate); 7) Alloformazione di Albusciago (Allogruppo di Besnate); 8) Alloformazione di Golasecca; 9) Alloformazione di Albizzate; 10) Alloformazione di Monterosso; 11) Unità di Carnago (Allogruppo di Morazzone); 12) Formazione di Castronno; 13) Bedrock.

18

Per la realizzazione di tale carta è necessario prendere in esame non solo la natura litologica dei terreni affioranti ma anche tutta una serie di caratteristiche fisiche che vanno dalla compattezza o grado di cementazione alla porosità, dall'angolo di attrito interno alla coesione, alla presenza di strutture sedimentarie e tettoniche.

Al fine di redigere il presente elaborato, è stato eseguito un rilievo di campagna di dettaglio integrato da ricerche bibliografiche.

In questo modo è stato possibile integrare il rilevamento di superficie con i dati del sottosuolo, interpretando così l'evoluzione del territorio dopo la deposizione della gonfolite. Al fine di capire l'origine e l'evoluzione subita dal territorio fino ad arrivare all'attuale morfologia, possiamo osservare la sezione

geologica riportata in figura 3 che, partendo dalle cerchie moreniche ad W di Jerago arriva all'attuale Valle dell'Olona.

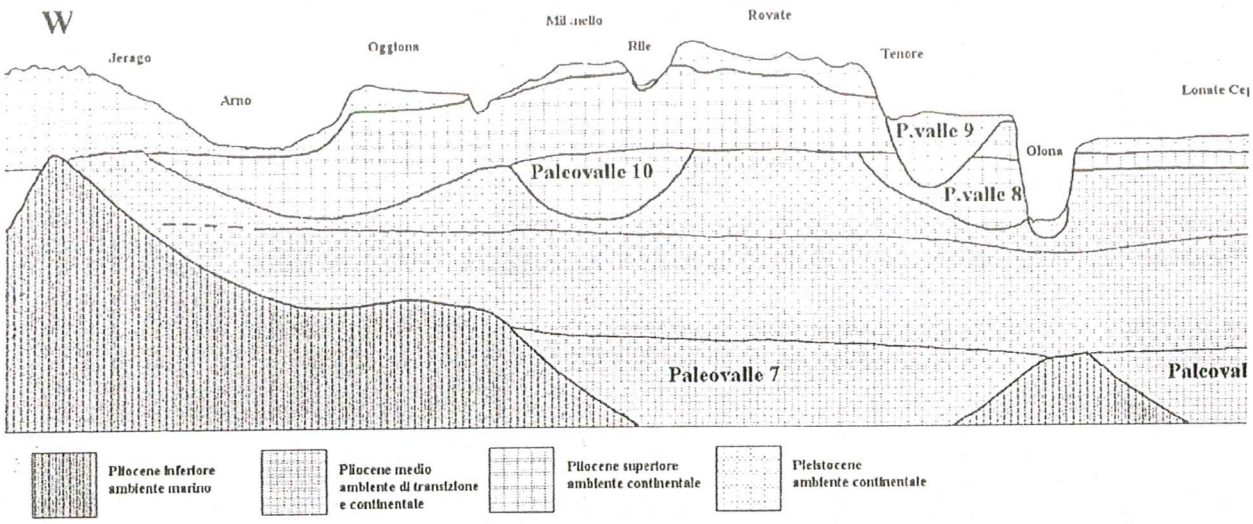


Figura 6 - Sezione geologica tra Jerago e Lonate Ceppino con indicazione delle diverse formazioni presenti suddivise per epoca deposizionale

E' ben evidente la paleovalle del Ticino (Paleovalle 7) e, andando verso Ovest, il tetto delle Argille di Castel di Sotto risale a formare una dorsale in corrispondenza di Jerago per poi abbassarsi per delineare un'ulteriore paleovalle ad Ovest.

Immediatamente ad Ovest della Valle dell'Olona la successione di Castelseprio costituisce il riempimento di una paleovalle (la 8) che incide l'Allogruppo di Cairate.

L'Unità superiore dell'Allogruppo di Cairate costituisce quindi un secondo livello di pianura diviso in due pianalti dalla Paleovalle 8. Il pianalto occidentale è inciso al suo centro da un'altra paleovalle (la 10) ipotizzata in base alla presenza di conglomerati, costituiti da depositi fluviali, nel pozzo di Milanello.

Tutte le sequenze sono troncate dai depositi fluviali dei Ceppo dell'Olona e dal suo corrispondente alterato (Formazione di Castronno). Il corpo del Ceppo dell'Olona è tabulare con un approfondimento vallivo in corrispondenza della Valle dell'Arno.

I depositi glaciali dell'Allogruppo di Morazzone (Unità di Carnago) affiorano su tutto il pianalto al di sotto dei depositi glaciali e fluvioglaciali dell'Alloformazione di Albizzate. In Valle dell'Arno si osservano vari terrazzi fluvioglaciali dell'Allogruppo di Besnate, mentre a Ovest della Valle dell'Arno, spostandosi verso l'interno dell'anfiteatro del Verbano, affiorano i till dell'Alloformazione di Albizzate e quindi quelli delle

prime cerchie moreniche dell'Allogruppo di Besnate. L'Allogruppo di Morazzone indifferenziato è presente in profondità e copre depositi attualmente non identificabili.

Questa sezione, in sintesi, consente di delineare un quadro riassuntivo dell'evoluzione delle valli.

Il Pliocene inferiore è rappresentato dalle Argille di Castel di Sotto di ambiente marino e si presenta inciso a formare paleovalli e dorsali.

Il Pliocene medio è rappresentato dai depositi fluviali del paleoTicino e del paleoOlona che riempiono le paleovalli precedenti. Quindi da depositi fluviali dei due fiumi rappresentati da corpi tabulari di notevole estensione. La fitta successione di paleosuoli indica che in regime di biostasia in clima tropicale, i terrazzi fluviali tra un canale e l'altro erano sottoposti ad una forte pedogenesi.

Il Pliocene superiore è caratterizzato dalla presenza di depositi fluvioglaciali che riempiono valli sepolte e che costituiscono il corpo tabulare dei Ceppo dell'Olona.

Il Pleistocene è rappresentato da depositi fluvioglaciali e glaciali che rappresentano soltanto una sottile copertura del territorio.

2.2.1.1 Evoluzione del territorio

Risulta comunque indispensabile, al fine di comprendere la genesi dell'area in esame, conoscere i diversi passaggi evolutivi in modo tale da capire le diverse sequenze deposizionali.

EVOLUZIONE MESSINIANA

Alla fine del Miocene esisteva già un sistema articolato di valli profonde con una rete di drenaggio definita e con grado di evoluzione già avanzato. La genesi di questo sistema di valli è precedente al Messiniano quando sono presenti canyon sottomarini collegati alla catena alpina in sollevamento. Queste, ringiovanite nel Messiniano, anche a causa della concomitante attività tettonica, terminano la loro evoluzione in questo periodo caratterizzato dal disseccamento del Mediterraneo. Una volta emerso il territorio i canyon si sarebbero trasformati in assi di drenaggio preferenziali e avrebbero perciò condizionato tutti i reticolati idrografici posteriori.

Per quanto riguarda il territorio della Valle Olona e delle valli limitrofe è possibile affermare, pur con molte incertezze dovute alla scarsità dei dati, che, alla fine del Miocene, il fiume paleoTicino non si dirigeva verso Sud passando per l'attuale Sesto Calende, ma percorreva una valle profonda in corrispondenza dei Lago di Varese e si dirigeva verso Sud quasi in corrispondenza dell'attuale valle del fiume Arno.

EVOLUZIONE PLIOCENICA

All'inizio del Pliocene il mare trasgredisce in queste valli creando una costa a ria con bracci di mare allungati, separati da isole, che, in corrispondenza delle maggiori paleovalli precedenti, penetrano profondamente nella terraferma. Si depongono le Argille di Castel di Sotto caratterizzate da una microfauna oligotipica, spesso di ambienti salmastri, e da abbondanti frammenti vegetali.

La superficie del territorio costituito da depositi dei Gruppo della Gonfolite, che presentava una topografia caratterizzata da una morfologia a dossi e depressioni ed era interessata da una spessa copertura di alteriti, emerge parzialmente formando una serie di isole separate da canali. Gran parte delle alteriti restano sommerse e danno luogo a colate torbiditiche nei ria (materiali alterati nella Formazione di Fontanelle e nell'Allogruppo di Malnate).

In questi ria sfociano i fiumi provenienti dalla catena alpina, formando delta che lentamente progradano nel mare. Nel territorio considerato il fiume principale è il paleoTicino, il cui bacino idrografico coincide con quello attuale ad esclusione della Val d'Ossola e del Lago d'Orta.

La sedimentazione nei ria, durante il Pliocene inferiore, è testimoniata a Cava Fontanelle e in Valle della Fornace.

La Valle della Fornace è localizzata sul fianco NE della paleovalle del Ticino. La Formazione della Valle della Fornace rappresenta la sedimentazione in un ambiente estremamente dinamico di mare basso, di delta a prevalenza fluviale con canali interdistributari a sedimentazione grossolana e lingue di sabbia che delimitano baie e sacche entro cui si accumulano frammenti vegetali trasportati dal Ticino. A Sud, in prossimità di Solbiate Arno e Tarabara sembrano mancare sedimenti correlabili alla Formazione della Valle della Fornace.

Sia i depositi marini, sia i depositi deltizi nei ria, sono troncati a tetto da una marcata superficie di erosione che incide profonde valli nelle Argille di Castel di Sotto. Le paleovalli principali sono quella del paleoTicino ad Ovest (paleovalle 7) e quella del paleoOlona ad Est (paleovalle 3).

Le paleovalli sono riempite da depositi fluviali e sono separate da dossi in Gonfolite da Nord sino circa all'altezza di Torba e, più a Sud, da una dorsale discontinua in Argille di Castel di Sotto che scompare rapidamente già all'altezza di Cairate. I fiumi paleoTicino e paleo-Olona che scorrevano separati nelle loro paleovalli confluiscono a formare un'unica pianura.

La formazione di queste paleovalli testimonia un drastico cambiamento nella paleogeografia e nei paleoambienti. Si passa infatti, da condizioni marine e deltizie a condizioni decisamente continentali. La fase di scavo delle valli e quella di aggradazione da parte dei fiumi deve essere avvenuta durante il Pliocene medio e la causa è da ricercare nella marcata attività neotettonica legata al sollevamento del margine prealpino. Il sollevamento deve essere stato graduale dal Pliocene inferiore nelle aree più a Sud ed essersi man mano esteso a Nord in tempi successivi sino ad interessare il territorio varesino dal Pliocene medio.

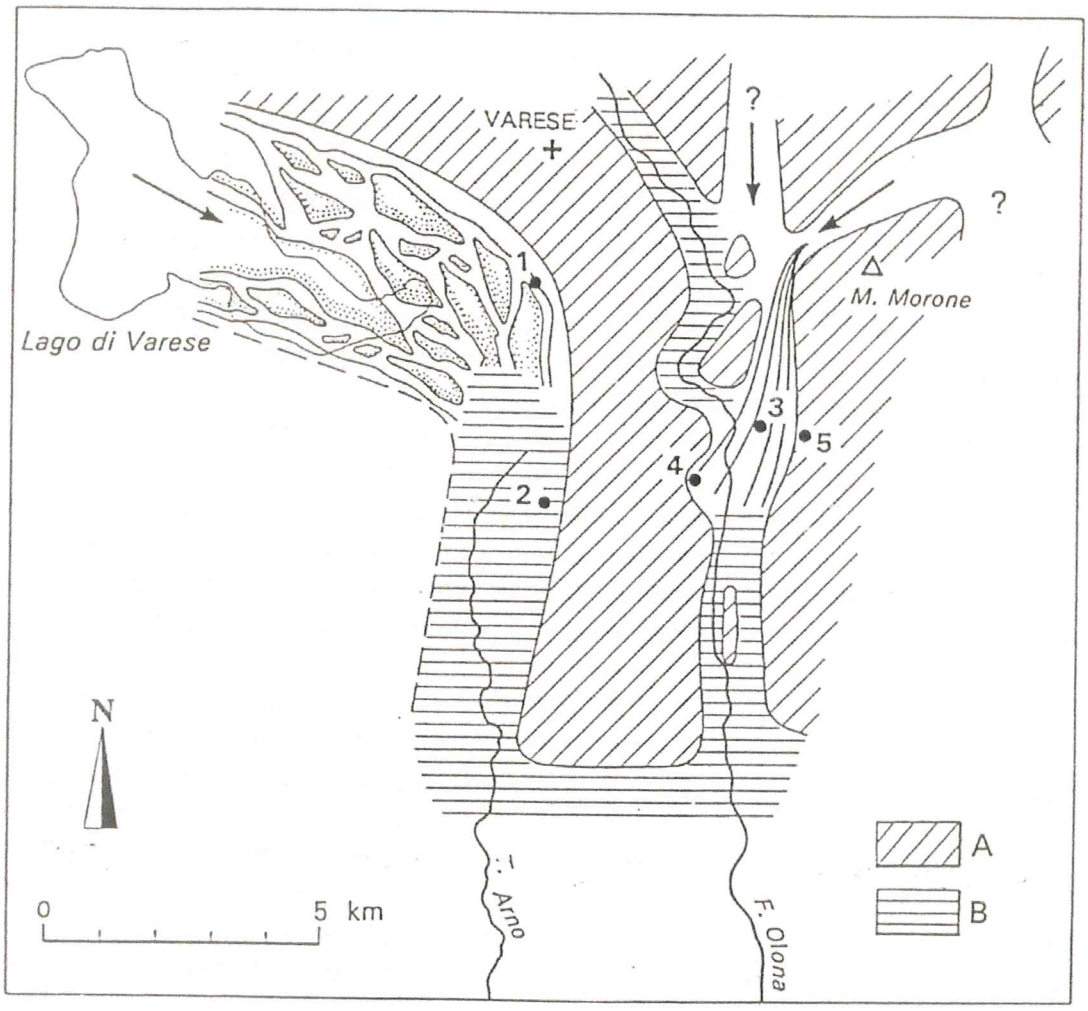


Figura 7 - Schema paleogeografico della zona di transizione fra marino e continentale al momento della deposizione della Formazione di Fontanelle. A. Aree emerse. B. Bracci di mare. I. Valle della Fornace. 2. Sondaggio Morazzone. 3. Cava Fontanelle. 4

La fase di aggradazione dei fiumi è continuata per tutto il Pliocene medio. Nella zona a Sud dei dossi in Gonfolite (Jerago-Castelseprio-Tradate) era presente una pianura terrazzata in regime di biostasia e clima tropicale, sottoposta a pedogenesi sui terrazzi e scarsamente incisa in corrispondenza dei canali. In un primo tempo i depositi di aggradazione sono di limitato spessore, separati da una serie di paleosuoli. Al termine di questo periodo è possibile identificare, su tutta la pianura, un paleosuolo posto ad una quota pressoché costante. Successivamente i depositi di aggradazione si fanno più spessi e non sono più presenti paleosuoli tra un corpo e l'altro. E' possibile che siano cambiate le condizioni climatiche oppure che sia aumentato, sempre per cause tettoniche, il carico solido dei fiumi.

Nell'area in esame si depone il Membro inferiore della Formazione di Solbiate Arno, costituito dapprima da depositi fluvioglaciali e poi da till (Glaciazione Vivirolo). A Tarabara e in Valle della Calcina mancano i depositi lacustri tipici della Formazione dei Vivirolo. Ancora più a Sud il limite estremo raggiunto dai ghiacciai può essere localizzato, tra Busto Arsizio e Gallarate, cioè circa 2 km più all'esterno delle morene

più esterne presenti in anfiteatro che appartengono all'Alloformazione dei Monterosso (Allogruppo di Morazzone).

I depositi fluvioglaciali e glaciali della Glaciazione Vivirolo, devono aver mutato considerevolmente la fisiografia dei territorio tanto che il fiume Ticino smette di percorrere la sua paleovalle e probabilmente inizia a scorrere verso S o SE dalla zona di Sesto Calende.

Successivamente la situazione che si evidenzia negli affioramenti presenti sul territorio diviene meno chiara e le correlazioni divengono più difficili. Sabbie e ghiaie fini con posizione stratigrafica analoga si osservano in altri affioramenti del versante Nord della depressione del Lago di Varese e in Valle dell'Arno (Membro superiore della Formazione di Solbiate Arno).

Al termine di questa fase di biostasia generalizzata in cui tutto il territorio era sottoposto a intensa pedogenesi si depongono i depositi fluviali basali dei Ceppo dell'Olona. Si tratta di un corpo di sedimenti esteso dalla Valle della Bevera e Varese a Nord, al M. Morone, S. Salvatore, Venegono e Tradate ad Est e alla zona di Albizzate e Jerago ad Ovest. E' un corpo tabulare con due valli poco accennate, in corrispondenza di Tradate ad Est e in corrispondenza della Valle dell'Arno ad Ovest.

Con la deposizione di queste unità cambiano le direzioni di flusso dei fiumi: si blocca il flusso diretto verso SE (Ceppo della Bevera) e il flusso ridiviene Nord - Sud come quello attuale; le cause principali di questa modifica possono essere state prima l'attività neotettonica e successivamente la presenza dei ghiacciai.

Al termine di questo periodo il territorio è caratterizzato da scarsi dislivelli, nell'ambito di un anfiteatro morenico, con valli poco incise (paleovalle 9). Per un lungo periodo non avvengono particolari eventi sedimentari, il clima è favorevole all'alterazione chimica dei sedimenti e perciò si formano suoli profondi. L'unico fenomeno che probabilmente si produce in questo periodo è un sollevamento tettonico generalizzato che innesca l'ultima fase di scavo delle valli. I fiumi riprendono a percorrere la maggior parte delle paleovalli riescavando i sedimenti che le riempivano. Rimangono però ampi tratti di paleovalli tuttora completamente occlusi da sedimenti.

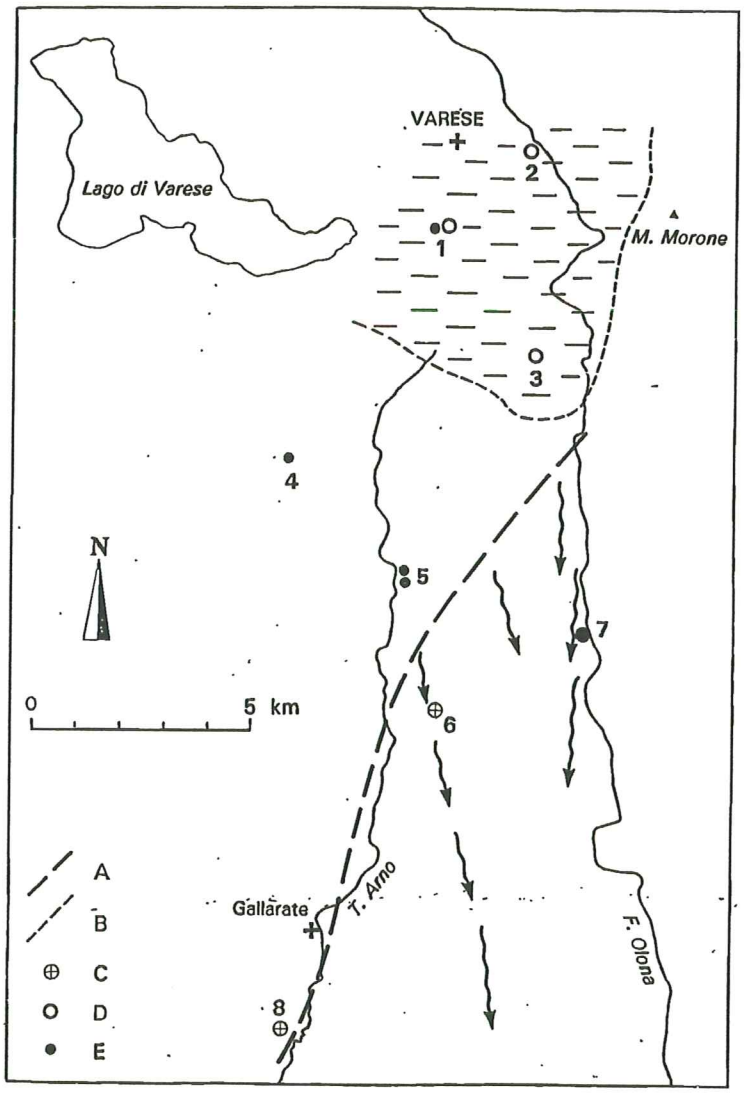


Figura 8 - Ricostruzione indicativa del limite raggiunto dal ghiacciaio durante la Glaciazione Vivirolo nell'ipotesi che i till della Formazione di Solbiate Arno siano da riferire al medesimo episodio.

EVOLUZIONE PLEISTOCENICA

Dopo questo lungo periodo inizia l'ininterrotta serie di glaciazioni che regolarmente hanno raggiunto l'area edificando l'anfiteatro attualmente visibile.

Ogni glaciazione ha avuto un'estensione differente dato che la fisiografia del territorio era ogni volta diversa sia per la deposizione e l'erosione connesse ai ghiacciai, sia per neotettonica.

I ghiacciai delle prime glaciazioni (Morazzone e Monterosso) avanzano su un territorio a morfologia blanda, coperto da suoli spessi ed evoluti. Dalla posizione degli affioramenti tra la Valle dell'Arno e dell'Olona, è probabile che in massima espansione i ghiacciai del Verbano e del Lario si congiungessero a Sud del M. Morone.

Dalla glaciazione Morazzone tutti i torrenti glaciali e i fiumi hanno dovuto seguire un percorso obbligato. Il reticolo fluviale sul pianalti, di tipo parallelo, si è evoluto dalla disposizione delle morene e delle piane intermoreniche di queste glaciazioni che presentavano un andamento prevalentemente N-S. Da allora esse si sono mantenute, approfondendosi successivamente e parallelamente all'incisione della Valle Olona durante l'Episodio Besnate. Questo reticolo fluviale si presenta disorganizzato solo dove i fluvioglaciali successivi hanno eroso e coperto le morene e le piane di queste glaciazioni. Il reticolo non è presente nelle parti più interne degli anfiteatri dove è stato coperto dai till delle successive glaciazioni. Il reticolato idrografico presente attualmente sui pianalti è quindi il risultato di una lunga evoluzione ed è perciò indipendente dalle condizioni attuali.

Le morene della Glaciazione Albizzate presentano un andamento subcircolare per tutto l'anfiteatro del Verbano dalla Valle dell'Olona al Ticino. La posizione e le direzioni di flusso dei depositi fluvioglaciali indicano che le valli dell'Olona e dell'Arno non erano ancora state incise e perciò esistevano due grandi piane fluvioglaciali a quota 350 m s.l.m. in Valle Olona e alla medesima quota in Valle dell'Arno. Non è provabile, anche se è probabile, che la Glaciazione Albizzate dell'Anfiteatro del Verbano corrisponda Glaciazione Specola dell'Anfiteatro di Como. Se questo è vero il ghiacciaio dopo aver descritto un ampio semicerchio da Albizzate a Morazzone, formava un piccolo lobo in Valle Olona (morena di Cascina Ronco a Sud di Vedano Olona), e passava a Nord del M. Morone per formare poi il semicerchio di morene dell'anfiteatro di Como. I ghiacciai dei due anfiteatri quindi non si univano in corrispondenza della Valle Olona. I torrenti glaciali defluivano dalla zona a Nord - Est di Castelnuovo Bozzente verso Tradate, erodendo le morene alterate e modificando in parte il reticolo idrografico della zona centrale del pianalto.

La Glaciazione Golasecca è chiaramente riconoscibile solo nella parte frontale dell'anfiteatro del Verbano, dove forma morene ad andamento subcircolare e piane fluvioglaciali esterne che tendono a ricoprire le morfologie precedenti.

Al termine dell'Episodio Golasecca iniziano le ultime grandi modificazioni del territorio: una nuova fase neotettonica, che continua durante gli episodi successivi, porta ad un sollevamento generalizzato dell'area. Di conseguenza le valli si approfondiscono e si formano le incisioni attuali del Ticino, dell'Arno, della Bevera e dell'Olona.

I ghiacciai delle successive glaciazioni (Albusciago, Sumirago, Montonate, Mornago e Daverio) avanzano su un territorio articolato con dossi di substrato più alti e importanti rispetto alle glaciazioni precedenti. L'andamento delle morene non è più semicircolare alla scala dell'anfiteatro, ma molto articolato a seguire gli spazi tra i dossi. Poiché l'estensione dei ghiacciai è minore delle glaciazioni precedenti, grandi piane fluvioglaciali si estendono tra le cerchie moreniche e tagliano quelle più antiche sempre più indirizzate dall'approfondimento delle vallate principali, come quella del Ticino che s'individua nella posizione attuale durante l'Episodio Mornago. Grandi laghi intermorenici si formano ad ogni avanzata glaciale nell'anfiteatro e nell'alta valle della Bevera.

Sui pianalti e in Valle Olona, l'Allogruppo di Besnate non è facilmente separabile in unità come nella parte occidentale dell'anfiteatro. E' però possibile delineare l'andamento della massima espansione corrispondente alla Glaciazione Albusciago dell'anfiteatro del Verbano. Durante la Glaciazione Albusciago, la piana fluvioglaciale che occupava la Valle Olona si trovava ad una quota di circa 345 m s.l.m. in corrispondenza di Cascina Celidonia, cioè circa 65 m sopra il corso attuale dell'Olona. Durante la deposizione dell'Allogruppo di Besnate, successivamente all'Episodio Albusciago, inizia, come nella Valle del Ticino, l'incisione della Valle Olona che raggiunge circa la profondità attuale durante gli ultimi Episodi dell'Allogruppo di Besnate.

L'ultima glaciazione (Glaciazione Cantù), ha un'estensione molto limitata. Nel lobo orientale, il ghiacciaio occupa, infatti, solo metà della depressione dei Lago di Varese e non raggiunge neppure il Lago di Comabbio, un grande lago marginoglaciale occupa le depressioni e le acque di fusione defluiscono verso Ovest sotto il ghiacciaio. Nella zona frontale il. ghiacciaio non arriva a Sesto Calende e sostiene un lago marginoglaciale dal quale fuoriesce il Ticino che rappresenta l'unico scaricatore glaciale. In Valle Olona si depongono solo depositi fluvioglaciali sul fondo della valle.

EVOLUZIONE OLOCENICA

Con il ritiro del ghiacciaio Cantù dal territorio si instaurano rapidamente condizioni di clima temperato e la vegetazione torna rigogliosa nella zona dell'Alta Pianura. La successiva evoluzione del territorio è influenzata soprattutto dall'intervento antropico ed in particolare l'attività di cava, mirata allo sfruttamento dei limi alterati per la produzione di laterizi, mentre molto rare sono, le attività d'estrazione di ghiaia che si limitano a sfruttare soprattutto i depositi dell'Allogruppo di Besnate.

Gli altri interventi antropici sono più limitati, anche se spesso sono significativi. Si tratta delle opere di regimentazione dei fiumi (spesso condotte in modo poco accorto) e della concentrazione degli scarichi urbani in piccole valli frequenti sul territorio che si trovano così in condizioni d'erosione significativa (ma arealmente quasi puntiforme).

CONCLUSIONI

I dati raccolti indicano una notevole diversificazione dei corpi geologici, anche quando essi possono essere accomunati dal punto di vista dell'alterazione o della cementazione. E' possibile quindi utilizzare per la rappresentazione del territorio, un modello, costruito con l'utilizzo d'unità stratigrafiche formali, più collegate ai molteplici aspetti del deposito come contenuto litologico, caratteristiche sedimentologiche, superfici limite e rapporti stratigrafici, alterazione e ogni altro dato che possa concorrere a identificare un corpo tridimensionale in relazione con tutti gli altri.

Appare chiaro come il reticolo messiniano sia stato utilizzato successivamente dal mare pliocenico nel suo passaggio ad ambiente continentale. Questa situazione di transizione fra depositi marini e depositi continentali, è peculiare di quest'area, poiché altrove le formazioni continentali successive tendono ad erodere il tetto di quelle marine. I depositi marini e di transizione del Pliocene inferiore, sono coperti dall'intera serie continentale successiva.

Nella valle dell'Arno, sono presenti depositi glaciali e fluvioglaciali sepolti sotto l'anfiteatro glaciale del Verbano; tali sedimenti non sono direttamente correlabili con nessuna delle formazioni presenti in Valle della Fornace, ma essi occupano posizioni stratigrafiche significativamente antiche. E' importante notare che i depositi glaciali di questa serie appoggiano direttamente sulla Gonfolite e sono stratigraficamente inferiori alla Formazione di Castronno. Nel sottosuolo, all'altezza di Lonate Ceppino, la situazione è complessa anche perché, al di fuori dell'azione erosiva diretta dei ghiacciai, si possono riconoscere molti eventi sedimentari di tipo fluviale fra le Argille di Castel di Sotto e le Formazioni di Solbiate Arno e di Torba. In questa zona è possibile arguire la complessità della struttura della pianura e della sua evoluzione, che è passata attraverso molteplici fasi di pedogenesi, seguite dal depositarsi di nuovi corpi ghiaiosi.

L'erosione degli apparati morenici frontali dei ghiacciai più antichi è dovuta all'attività d'imponenti fiumi che depositano vasti corpi alluvionali. Probabilmente tale attività è da correlare ad una fase tettonica la quale si esplica, comunque, contemporaneamente all'assenza di ghiacciai che raggiungano la pianura poiché mancano sedimenti di tipo glaciale di questa età in tutto il territorio considerato. Il clima è favorevole alla pedogenesi poiché l'assenza di glaciazioni si accompagna ad un perdurare della copertura vegetale in pianura con la conseguenza di un protrarsi delle condizioni di biostasia generali. Più volte, in questo periodo, si assiste ad un cambiamento anche significativo del reticolo idrografico, alla disattivazione di parti del territorio e all'attivazione di nuove linee di drenaggio. Il clima risulta favorevole alla pedogenesi e alla cementazione ogni volta che l'attività fluviale rallenta. Le superfici limite di questi corpi alluvionali sono tipicamente poligeniche a causa delle modificazioni della fisiografia del territorio.

Le informazioni che si hanno sull'andamento delle oscillazioni climatiche dedotte dallo studio dei sedimenti oceanici indicano che il Pleistocene inferiore è caratterizzato da una serie di punte fredde e calde che sono numerose, ravvicinate nel tempo (la periodicità media è di 40000 a) e con escursione termica ridotta. Ipotizziamo, su questa base, che il Pleistocene inferiore non abbia mai visto, ghiacciai raggiungere la pianura e che il manto vegetale abbia continuato ad esistere in tutto questo periodo con conseguente periodo di biostasia e con depositi di tipo alluvionale.

Per molti autori il "ceppo" e il "ferretto" erano due oggetti geologici ben distinti. Tuttavia. Le recenti teorie, portano a considerare questi due corpi come una cosa unica.

Il Pleistocene medio arriva, con l'istaurarsi di un nuovo tipo di oscillazioni climatiche ampie sia come durata sia come escursione termica. I ghiacciai possono agevolmente raggiungere la pianura in molteplici stadi freddi. E' da questo momento che iniziano ad edificarsi gli anfiteatri morenici della pianura.

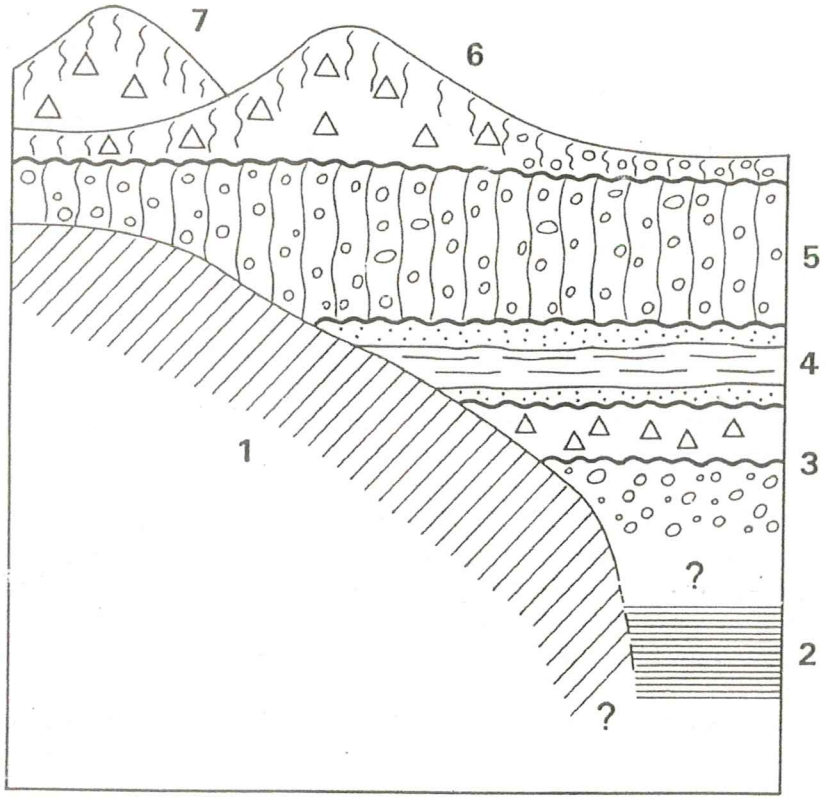


Figura 9 – Schema dei rapporti stratigrafici in Valle dell'Arno. 1 Gonfolite. 2 Argille di Castel di Sotto. 3 Depositi fluvioglaciali e glaciali del membro inferiore della formazione di Solbiate Arno. 4 Formazione di Solbiate Arno (Membro Superiore). 5 Formazione di Castronno. 6 Alloformazione di Albizzate. 7 Allogruppo di Besnate.

In entrambi gli apparati glaciali considerati si osserva una prima formazione glaciale che non ha, attualmente, alcuna espressione morfologica.

	ALLOGRUPPO DI MORAZZONE							
	ALLOFORMAZIONE DEL MONTEROSSO	UNITÀ DI CARNAGO	UNITÀ DI MORAZZONE INFERIORE	UNITÀ DI SANTA MARIA	ALLOFORMAZIONE DI ALBIZZATE	ALLOFORMAZIONE DI GOLASECCA	ALLOGRUPPO DI BESNATE	ALLOFORMAZIONE DI CANTÙ
Facies	Till, fluviogl	Till, fluviogl	Till, fluviogl, lacustri	Fluviali	Till, fluviogl	Till, fluviogl	Till, fluviogl, lacustri	Till, fluviogl, delta, lacustri, versante
Litologia	Diamicton, ghiaie e sabbie	Diamicton, ghiaie e sabbie	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi e argille	Ghiaie	Diamicton, ghiaie e sabbie	Diamicton, ghiaie e sabbie	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi e argille	Diamicton, ghiaie e sabbie, limi e argille
Spessore del profilo di alterazione	non definibile	> 10 m	non definibile*	non definibile	> 6 - 8 m	5 - 6 m	< 4.5 m	< 2.5 m
Clasti carbonatici	Assenti	Alterati	Inalterati*	Alterati	Alterati	Assenti	Alterati	Talvolta alterati
Clasti alpini	Alterati	Alterati	Inalterati*	Alterati	Arenizzati o con cortex	In parte alterati o con cortex	In parte alterati o con patine di ossidazione	Raramente alterati
Clasti vulcanici	Alterati	Alterati	Inalterati*	Assenti	Arenizzati o con cortex	Assenti	Inalterati	Inalterati
% clasti alterati	> 90%	> 90%	< 15 - 20%*	> 80%	> 50%	50%	30%	< 10%
Colore matrice	5YR - 7.5YR	5 YR	-	7.5YR	7.5YR → 2.5Y	7.5YR - 10YR	7.5YR → 2.5Y	2.5Y - 10YR
Argilla secondaria	Abbondante	Abbondante	Assente*	Presente	Abbondante	Presente	Scarsa	Assente
Copertura loessica	F. Rovate, fragipan, 7.5YR, 10YR	Presente	Sconosciuta	F. Rovate	Fragipan, 7.5YR, 10YR	Fragipan, 7.5YR, 10YR	7.5YR, 10YR	Assente
Morfologia	Morene molto depresse e mal conservate	Morene depresse e piane fluvioglaciali non conservate	Sconosciuta	Corpi terrazzati mal conservati	Morene depresse e piane fluvioglaciali parzialmente conservate	Morene depresse e mal conservate e piane fluvioglaciali evidenti	Morene evidenti e piane fluvioglaciali sviluppate	Conservata ed evidente

* Caratteristiche riferite al till di alloggiamento.

Figura 10 - Sintesi delle caratteristiche delle alloformazioni che costituiscono i due anfiteatri del Verbano e di Como.

Si tratta della porzione glaciale della Formazione di Castronno che rappresenta il primo deposito glaciale che raggiunge la pianura dopo il lungo intervallo di tempo caratterizzato solo da depositi alluvionali.
Successivamente la storia geologica è strettamente connessa al ritmo delle oscillazioni climatiche del Pleistocene medio e superiore, anche se non sono assenti indicazioni di movimenti tettonici significativi per la fisiografia dei territorio. In entrambi i casi i più antichi depositi glaciali che conservano una morfologia propria sono stati inseriti in un allogruppo (l'Allogruppo di Morazzone per il Verbano e l'Allogruppo dei Bozzente per l'anfiteatro di Como). E, in entrambi i casi, si hanno evidenze geologiche di due episodi glaciali distinti. I rapporti stratigrafici che caratterizzano le diverse unità dell'Allogruppo del Bozzente sono rappresentati nella figura 8.6. La storia degli episodi glaciali, e dei conseguenti depositi, nei due anfiteatri si fa ormai parallela, sebbene, allo stato presente dei lavori non si sia ancora in grado di separare formalmente, nell'anfiteatro di Como, l'Allogruppo di Besnate nelle unità che lo costituiscono.
Un altro deposito caratteristico dell'area sono i depositi limosi di origine eolica (loess) che coprono in modo discontinuo l'intera area anche se, dal rilevamento di campagna, non è possibile distinguere più di tre coltri loessiche.
Ad ogni Alloformazione corrisponde, per definizione, un Episodio ed i depositi che la costituiscono sono l'espressione sedimentaria della Glaciazione corrispondente. Osservando la continuità topografica degli edifici morenici generati dalla glaciazioni più recenti nel Verbano, è possibile effettuare delle correlazioni con episodi analoghi verificatisi nell'apparato glaciale di Como. Tutte le altre glaciazioni, attribuite al Pleistocene medio, sono correlabili solo in base a considerazioni connesse alla posizione stratigrafica dei depositi, anche se tale correlazione deve essere attentamente ponderata poiché la continuità dei depositi è venuta a mancare.

APPARATO GLACIALE DEL VERBANO		APPARATO GLACIALE DI COMO
Glaciazione Cantù	← morene →	Glaciazione Cantù
Glaciazione Daverio Glaciazione Mornago (Glaciazione Montonate) Glaciazione Sumirago Glaciazione Albusciago	← morene →	Glaciazioni Besnate
Glaciazione Golasecca	← posizione →	Glaciazione Binago
Glaciazione Albizzate	← posizione →	Glaciazione Specola
Glaciazione Morazzone 2	← posizione →	Glaciazione Cascina Fontana
Glaciazione Morazzone 1	← posizione →	Glaciazione Ronchi Pella
Glaciazione Castronno	← posizione →	Glaciazione San Salvatore
Glaciazione Immacolata Glaciazione Vivirolo	?	Glaciazione Casanova Lanza

Tabella 5 - Schema delle Glaciazioni riconosciute nei due anfiteatri e delle ipotesi di correlazione

Coerentemente ai più recenti studi sulle formazioni quaternarie, nel presente lavoro i corpi geologici incontrati sono stati definiti in funzione delle caratteristiche del profilo di alterazione sommitale, definendo così le Unità Allostratigrafiche.

E' utile, al fine di comprendere il significato dei termini utilizzati nel testo definire precisamente alcune definizioni basilari e precisamente:

Unità Allostratigrafica *– Corpo di rocce sedimentarie cartografabile, definito ed identificato sulla base di discontinuità che lo delimitano;*

Gerarchia *– La gerarchia delle unità allostratigrafiche, in ordine decrescete è: Allogruppo, Alloformazione, Allomembro.*

Alloformazione *– Unità fondamentale che comprende i sedimenti appartenenti ad un determinato evento deposizionale;*

Allomembro *– Unità allo stratigrafica di rango immediatamente inferiore.*

Allogruppo *– Unità di rango superiore all'alloformazione. Un allo gruppo può essere definito solo se risulta essenziale per la comprensione della storia geologica o per indicare un'associazione di depositi appartenenti a più eventi sedimentari, ma non suddivisibili in alloformazioni per carenza di dati oggettivi.*

2.3 Area d'indagine.

Il sito oggetto d'indagine è posto nella parte occidentale dell'abitato di Albizzate sul fondo della valle occupata dal Torrente Tenore di Albizzate.

Il rilevamento non ha evidenziato indizi di movimenti gravitativi in atto o d'imminente innesco e sono pertanto da escludersi limitazioni d'uso derivanti da fattori di rischio geomorfologico.

Da un punto di vista geologico l'area è costituita in gran parte dall' Alloformazione di Albusciago che copre in discordanza l' Unità di Sumirago.

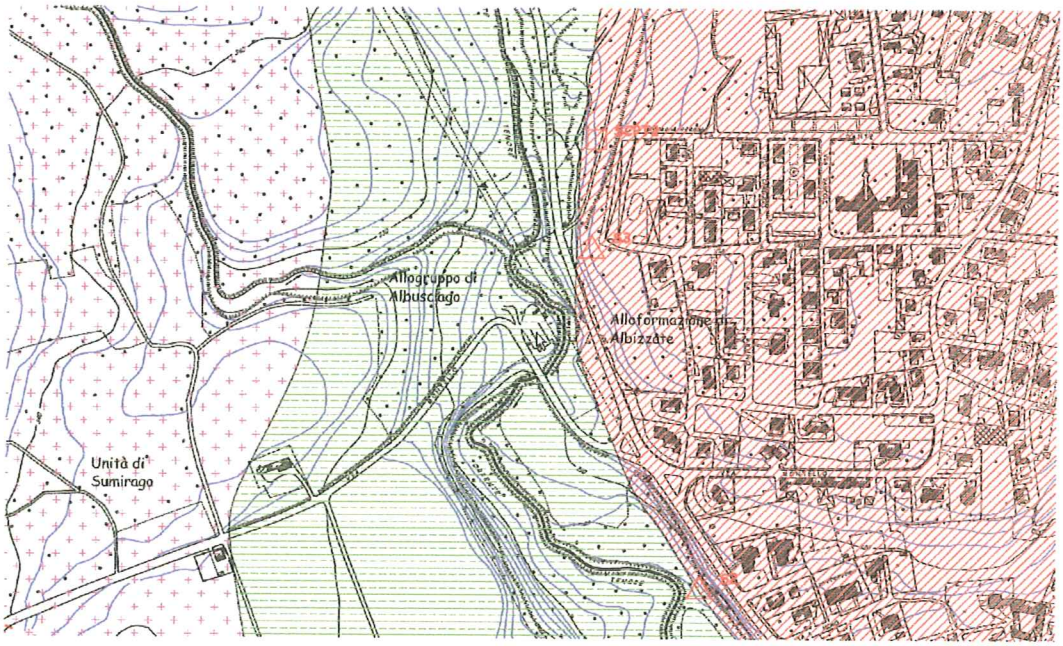


Figura 11 - Estratto Carta geologica PRG Albizzate

Come possiamo vedere dalla cartografia allegata, estratta dalle indagini geologiche di supporto al P.R.G. di Albizzate, possiamo riconoscere i seguenti termini:

ALLOFORMAZIONE DI ALBIZZATE

DEFINIZIONE:

Diamicton massivo a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaia massiva a supporto di matrice e sabbia grossolana: depositi fluviogiaciali. Localmente cementato. Superficie limite superiore caratterizzata da un profilo d'alterazione molto evoluto, con spessori superiori ai 6 - 8 m. Clasti alterati >50%. Colore 10YR, 7.5YR o 2.5Y con glosse, screziature e patine nere; diffuse patine di argilla. Copertura loessica presente, con spessori sino a 3 metri.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI

La superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo d'alterazione molto evoluto, con spessori superiori ai 6 - 8 m. I clasti alterati sono >50% soprattutto a scapito dei metamorfici e dei carbonati. Molti clasti (circa 70%) con cortex di alterazione evidente. Tutte le petrografie presentano un cortex che circonda un nucleo sano, oppure sono completamente argillificate e/o arenizzate quando sono clasti di dimensioni minori di circa 5 cm. Colore 7.5YR; localmente glosse riempite da materiale fine di colore 1OYR e contornate da materiale di colore 7.5YR. L'argilla secondaria è in percentuali nettamente superiori rispetto alle unità più interne. La copertura loessica è sempre presente, quando non asportata per azione antropica, con spessori che localmente possono raggiungere i 3 metri.

La superficie limite inferiore è una superficie di erosione.

L'unità poggia sui depositi della Formazione di Rovate, dell'Allogruppo di Morazzone, della Formazione di Castronno, dei Ceppo dell'Olona, della Formazione di Solbiate Arno e sul substrato. L'unità è coperta dai depositi dell'Alloformazione di Golasecca, dell'Allogruppo di Besnate, dell'Alloformazione di Binago, dell'Allogruppo di Venegono, dall'Unità postglaciale e dalle coperture loessiche 7.5YR e 10YR.

LITOLOGIA

L'Alloformazione di Albizzate è costituita da.

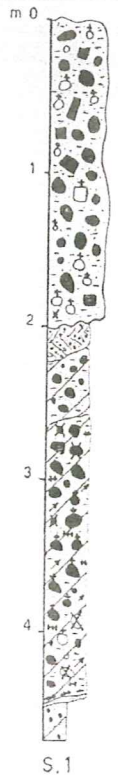
- depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice. Clasti poligenici con porfidi, calcari, cristallini (frequenti le ultramafiche), selci, quarziti piccole (diametro inferiore al centimetro). Sono presenti erratici di dimensioni metriche con cortex di arenizzazione centimetrico. Matrice da limo argilloso a limo sabbioso e argilloso a sabbia limosa di colore 10YR, 7.5YR o 2.5Y con abbondanti screziature e qualche patina nera; sono diffuse le patine di argilla.

Sovraconsolidato se till di alloggiamento.

- depositi fluviogiaciali: ghiaia massiva a supporto di matrice. Petrografia: calcari, 31.5%; porfidi, 21.3%; metamorfici, 21.3%; granitoidi, 11.1%; terrigene, 8.3%; quarziti, 6.5%. Matrice costituita da sabbia e/o limo arricchita da abbondante argilla secondaria. Ghiaia media organizzata in letti con gradazioni normali non particolarmente ben espresse. Dimensione massima dei clasti 30 cm, media 2-3 cm. Ghiaia fine e sabbia grossolana massive a supporto di matrice. Ben sovraconsolidate. Conglomerato costituito da ghiaia molto grossolana (dimensione massima dei clasti 40 cm, dimensione media 7-8 cm) a supporto di clasti o, più raramente, a supporto di matrice costituita da ghiaia fine. Sono presenti strutture ad organi geologici.

AREA DI AFFIORAMENTO

L'unità affiora estesamente nella parte centrale del territorio comunale.

Morena Cascina Ronchetti – dal basso		
- 25 cm	- Diamicton prevalentemente argilloso sabbioso con ciottoli molto rari, alterati, di diametro massimo 20 cm.	
- 3 cm	- Sabbia limosa, compatta, color senape	
- 1 cm	- concentrazione diffusa di manganese nella sabbia	
-180 cm	- diamicton prevalentemente sabbioso limoso con ciottoli sparsi, completamente alterati, di diametro massimo 15 cm., medio 5 cm.	
- 40 cm	- come sopra ma più rosso	
- 20 cm	- diamicton prevalentemente costituito da sabbia argillosa e da ghiaia fine alterata.	
- 200 cm	- diamicton costituito prevalentemente da ghiaia a supporto di matrice.	
	(Da Rold 1990)	

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA

I depositi dell'Alloformazione di Albizzate presentano una morfologia evidente, seppure inferiore a quella dell'Allogruppo di Besnate, rispetto al quale presentano morene più depresse. Le morene presentano un andamento subcircolare per tutto l'anfiteatro del Verbano dal Ticino alla Valle dell'Olona,

In Valle Olona sono presenti i resti di una grande piana fluvioglaciale attualmente separati dai depositi dell'Allogruppo di Besnate. Durante l'Episodio Albizzate quindi la Valle Olona non era ancora stata incisa.

ETÀ

Non esistono dati per datare con sicurezza l'Alloformazione di Albizzate, per posizione stratigrafica e per caratteri dell'alterazione dovrebbe essere di età Pleistocene medio.

ALLOGRUPPO DI BESNATE

DEFINIZIONE

Costituito da depositi glaciali, fluvioglaciali, di contatto glaciale. Il profilo di alterazione è poco evoluto con 4 - 5 m di spessore; l'alterazione è in genere limitata al 30 % dei clasti, ma può raggiungere localmente anche il 70% dei clasti; sono presenti ciottoli carbonatici alterati; i clasti granitoidi e scistosi sono parzialmente alterati, quelli gneissici presentano una patina di ossidazione, e i quarzitici non sono alterati. Il colore della matrice è 1OYR, localmente 2.5Y o tendente a 7.5YR.

ETÀ DELL'ALLOGRUPPO DI BESNATE

Gli Episodi corrispondenti all'Allogruppo di Besnate sono più vecchi di 25000 a BP e possono quindi essere compresi nelle Serie Pleistocene medio - Pleistocene superiore.

ALLOFORMAZIONE DI ALBUSCIAGO

DEFINIZIONE

Costituita da depositi glaciali, fluvioglaciali (lacustri). La superficie limite superiore è caratterizzata da uno spessore del profilo di alterazione che raggiunge i 4.5 m. I clasti metamorfici sono arenizzati, quelli carbonatici decarbonatati e il colore della matrice è 10YR tendente a 7.5YR. La copertura loessica è sempre presente.

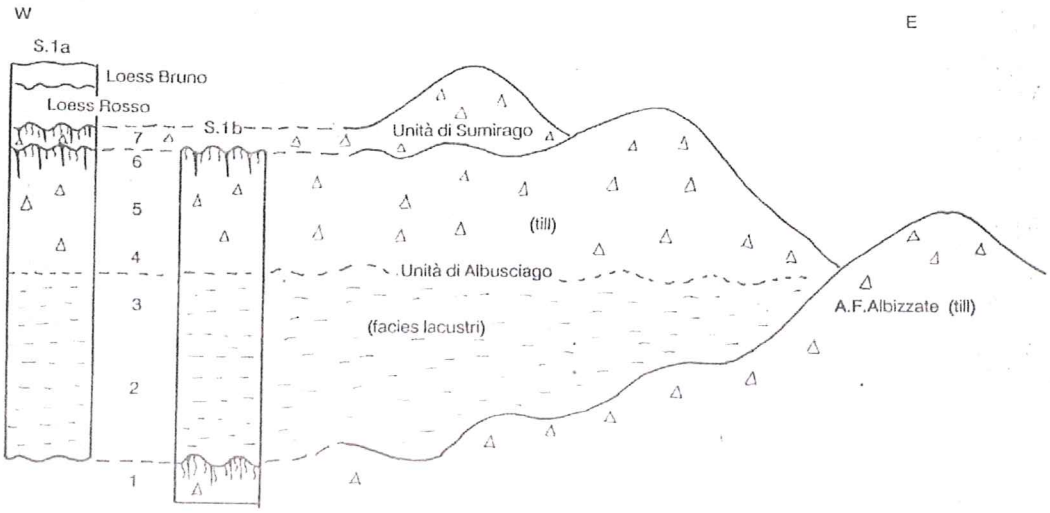
SUPERFICI LIMITE E RAPPORRI STRATIGRAFICI

La superficie limite superiore è caratterizzata da:

- profilo di alterazione spesso 4.5 m (Da Rold, 1990). L'alterazione interessa più dei 50% dei clasti; i clasti metamorfici e cristallini sono arenizzati per almeno un centimetro di spessore, i carbonatici sono decarbonatati e argillificati. Colore della matrice 1OYR con tendenza al 7.5YR.
- copertura loessica presente. La sua locale assenza è interpretabile come dovuta ad erosione o ad intervento antropico. Colore 1OYR - 7.5YR.

La superficie limite inferiore è una superficie di erosione priva di caratteristiche peculiari.

L'Alloformazione è coperta in discordanza dall'Unità di Sumirago e dall'Unità di Montonate dell'Allogruppo di Besnate e dall'Allogruppo di Venegono. Copre, in discordanza, i depositi dell'Alloformazione di Albizzate e unità più antiche e profonde dei settore occidentale del Pianalto di Castelseprio.



LITOLOGIA

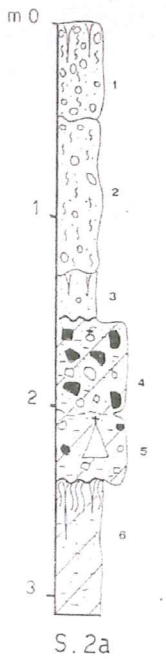
L'unità è costituita da:

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice con dimensioni massime dei clasti 30 cm, matrice abbondante costituita da sabbia debolmente limosa. Sono abbondanti i clasti metamorfici e cristallini, scarsi i carbonatici e i porfiroidi;

- depositi fluvioglaciali: ghiaie a stratificazione orizzontale e a supporto di matrice, Petrografia identica a quella dei till.

AREA DI AFFIORAMENTO

L'Alloformazione di Albusciago affiora nel settore occidentale del territorio in diretta continuazione con la parte interna dell'anfiteatro (Da Rold, 1990). Depositi glaciali in forma di morena terminale sono presenti sul versante destro della Valle dell'Arno. In Valle dell'Arno i depositi fluvioglaciali di questa alloformazione costituiscono i terrazzi più alti dell'Allogruppo di Besnate.

Strada Albizzate – Sumirago ad ovest del Torrente Tenore – dall'alto		
- 50 cm	- Limo sabbioso con ciottoli, bruno, colluviato.	
- 80 cm	- Limo sabbioso con ciottoli soprattutto verso l'alto, di colore nero.	
- 25 cm	- Limo sabbioso, soffice, di colore rossastro.	
- 50 cm	- diamicton costituito prevalentemente da ghiaia a supporto di matrice costituita da sabbia grossa limosa molto abbondante.	
- 35 cm	- diamicton caotico sovraconsolidato.	
- 70 cm	- Limo sabbioso, aggregazione prismatica media e grande bene espressa, pietre assenti.	
	(Da Rold 1990)	

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA

Le morene di questa unità formano in Valle dell'Arno la parte esterna del lobo di Castronno. Le acque glaciali, durante la massima espansione, percorrevano la Valle dell'Arno da un lato e la Valle della Sevagna - Valle dell'Olona dall'altro. Ad Est di Morazzone, costretta tra la morena di Morazzone di quest'unità e l'ultima morena dell'Alloformazione di Albizzate, è presente una piana fluvioglaciale di limitata estensione che drenava le sue acque verso la Valle della Selvagna, grazie ad alcune piccole incisioni vallive scavate nei till dell'Alloformazione di Albizzate e verso la valle dell'Arno grazie all'incisione corrispondente alla valle del torrente Scironna.

UNITÀ DI SUMIRAGO

DEFINIZIONE

Costituita da depositi glaciali e da depositi fluvioglaciali. La superficie limite superiore è caratterizzata da uno spessore del profilo di alterazione di circa 4 m e colore della matrice 1OYR. La copertura loessica è sempre presente.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI

La superficie limite superiore è caratterizzata da:

- profilo di alterazione spesso circa 4 m. L'alterazione interessa più del 50% dei clasti; i clasti metamorfici e cristallini sono arenizzati per almeno un centimetro di spessore, i carbonatici sono decarbonatati e argillificati. Colore della matrice da 2.5Y a 1OYR.
- copertura loessica presente. La sua locale assenza è interpretabile come dovuta ad erosione o ad intervento antropico. Colore 10YR.

La superficie limite inferiore è una superficie di erosione priva di caratteristiche peculiari.

L'Alloformazione è coperta in discordanza dall'Unità di Montonate e dall'Unità di Mornago dell'Allogruppo di Besnate e dall'Allogruppo di Venegono. Copre in discordanza i depositi dell'Alloformazione di Albusciago e unità più antiche e profonde del settore occidentale del Pianalto di Castelseprio.

LITOLOGIA

L'unità è costituita da:

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice. La matrice è costituita da sabbia e limo. Predominano i clasti cristallini e metamorfici, rari i porfidi.
- depositi fluvioglaciali: ghiaie a stratificazione orizzontale, gradazione diretta e supporto di matrice e sabbie limose massive con ciottoli sparsi e a gradazione diretta. Nelle ghiaie i ciottoli hanno dimensioni inferiori ai 15 cm.

AREA DI AFFIORAMENTO

L'Unità di Sumirago affiora in corrispondenza della Valle dell'Arno. Si tratta di depositi glaciali, spesso in forma di morena terminale, e di depositi fluvioglaciali. L'Unità di Sumirago forma vari terrazzi fluvioglaciali in Valle dell'Arno.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA

Nel lobo di Castronno appartengono all'Unità di Sumirago, molte Unità morene che disegnano cerchie concentriche distanziate di poche centinaia di metri una dall'altra. Molte di queste morene hanno un risalto morfologico molto evidente poiché corrispondono ad alti del substrato gonfolitico (M. Roncaccio) o di unità più antiche. Le acque glaciali percorrevano la Valle dell'Arno dove formavano una piana sopraelevata di circa 20 m rispetto al livello del fiume attuale. Durante la massima espansione due strette piane correvano

parallele esternamente alle morene sino a congiungersi con la piana dell'Arno; una di queste era in corrispondenza dell'attuale Val Scirona. Durante le fasi successive le piane fluvioglaciali tagliavano in più punti le cerchie moreniche.

2.4 Elementi geomorfologici

Il modellamento dei versanti è influenzato dall'interazione fra i processi di alterazione meccanica e chimica e quelli di erosione e trasporto dei detriti; l'intensità dello stesso sarà condizionata quindi dalla combinazione dei caratteri litologici con i sistemi geomorfici. E' noto che, mentre i processi di degradazione tendono a diminuire le resistenze della roccia in posto, predisponendola al trasporto verso valle tramite la forza di gravità o l'azione delle acque superficiali, i processi di denudazione, che sono dovuti all'azione meccanica delle acque che ruscellano in superficie, ed ai movimenti di massa, tendono ad erodere le rocce in situ trasportando i detriti a valle.

Nella realizzazione della carta geomorfologica il lavoro si è articolato in due fasi. Nella prima sono state analizzate gli studi condotti sull'area in esame, in modo di avere una visione globale dell'area ed evidenziare i principali eventi morfogenetici, cui è seguito il rilevamento di campagna che ha consentito di verificare e completare il lavoro svolto con l'inserimento di quegli elementi mal individuabili.

I fenomeni riconosciuti sono stati poi ulteriormente sudditi in inattivi, quelli avvenuti in condizioni climatiche e morfoevolutive diverse dalle attuali, quiescenti (i processi avvenuti in situazioni simili) ed attivi. Tra questi vale la pena ricordare:

Aree soggette ad erosione fluviale (scarpata fluviale – sponda in erosione)

L'erosione fluviale è un processo morfodinamico molto attivo nella zona. Questa è influenzata sia dal regime torrentizio dei corsi d'acqua, che durante le piene hanno una portata solida notevole esercitando un'efficace azione erosiva e di trasporto di massa, che dalle variazioni del livello di base.

L'incisione in alveo, è un fenomeno erosivo dovuto alle acque di scorrimento, che si manifesta principalmente nel corso d'acqua del Torrente Tenore. Il forte potere erosivo acquistato dalle acque incanalate sui pendii a elevata acclività provoca la tendenza al dissesto e al franamento dei versanti degli impluvi con conseguente elevato trasporto detritico a valle. La mancanza di opere di regimazione idraulico – forestale all'interno di questi corsi d'acqua non permette di regolarne opportunamente il deflusso e le portate solide rendendo difficile la corretta regolazione delle portate di piena nei tratti i pianura.

Uno degli agenti morfologici presenti nel Comune di Albizzate è senza ombra di dubbio l'acqua sia per la sua azione erosiva, sia per i fenomeni provocati dalla stessa durante le esondazioni dai corsi d'acqua. A testimonianza di questo possiamo trovare scarpate di erosione fluviotorrentizia lungo tutti i principali corsi d'acqua ed in particolare lungo il Tenore. Molto spesso quest'erosione è un fattore predisponente ai fenomeni gravitativi poiché opera uno scalzamento al piede dei versanti.

Esistono poi alcune aree che, pur essendo lontane dai principali corsi d'acqua subiscono l'azione di questa specialmente in occasione di precipitazioni particolarmente intense.

Nello specifico però l'area circostante all'ecocentro comunale è stata oggetto di un consistente intervento di consolidamento della sponde mediante la posa, sui due lati del torrente, di massi ciclopici che, oltre a consolidare le sponde stesse, annullano l'azione erosiva delle acque fluviali.
Il contesto in esame pertanto, costituito dall'ecocentro e dalle aree circostanti può essere considerato stabile.

2.5 - I caratteri idrogeologici

Il pianalto occidentale, ad Est della Valle dell'Arno, è in gran parte interessato da depositi glaciali e fluvioglaciali "recenti" appartenenti all'Allogruppo di Besnate e all'Alloformazione di Albizzate. Solo il lato occidentale e meridionale del pianalto è caratterizzato da depositi glaciali e fluvioglaciali "antichi" appartenenti all'Unità di Carnago (Allogruppo di Morazzone) e alla Formazione di Castronno.
Le formazioni "recenti" presentano un buon grado di permeabilità (salvo per la presenza discontinuo di till di alloggiamento impermeabili) maggiore per i depositi dell'Allogruppo di Besnate e minore per quelli dell'Alloformazione di Albizzate il cui contenuto in argilla è maggiore. Come possiamo vedere infatti anche dalla cartografia specifica, la parte centrale del Comune di Albizzate, costituita prettamente dall'Alloformazione di Albizzate, risulta praticamente sterile rispetto ad un possibile sfruttamento idropotabile. Il contatto tra queste formazioni "recenti" e quelle "antiche" è caratterizzato dalla presenza di un livello discontinuo per erosione costituito dai suoli sovraconsolidati di tipo plintitico della Formazione di Rovate, che rappresenta, dove presente, un diaframma impermeabile. Le unità stratigraficamente sottostanti, che costituiscono il "substrato" delle formazioni "recenti" e tutta la parte più "antica" del pianalto, appartengono all'Allogruppo di Morazzone ed hanno un grado di permeabilità molto basso. La Formazione di Castronno può essere considerata come impermeabile, salvo localmente per livelli sabbiosi.
Sul versante Valle dell'Arno, a Nord, al di sotto della Formazione di Castronno si trova la Formazione di Solbiate Arno, costituita da tre membri: il superiore, poco alterato, dovrebbe avere una permeabilità media, l'intermedio, costituito da till di alloggiamento sovraconsolidato è impermeabile, mentre l'inferiore, parzialmente cementato, potrebbe essere permeabile per fratturazione e carsismo. Verso Sud invece al di sotto della Formazione di Castronno si trovano i depositi dell'Allogruppo di Cairate.
Di conseguenza sono presenti due acquiferi principali. Il primo è costituito dai depositi dell'Allogruppo di Besnate e parzialmente dai depositi dell'Alloformazione di Albizzate, il secondo è costituito dal Ceppo dell'Olona e dalla Formazione di Castelseprio. Non è certo che esistano altri acquiferi più profondi nell'Allogruppo di Cairate al di sopra delle Argille di Castel di Sotto.
I due acquiferi principali sono separati da formazioni impermeabili. Le acque superficiali possono raggiungere il secondo acquifero solo lungo le incisioni vallive in corrispondenza degli inghiottito.
L'infiltrazione è possibile solo in corrispondenza delle unità "recenti" e, in modo limitato e discontinuo, in

corrispondenza delle coperture loessiche, dove, a differenza dei pianalto orientale, dà luogo solo molto localmente a fenomeni di *piping.*

Da un punto di vista idrogeologico il territorio di Albizzate può essere suddiviso in tre parti:

- ad ovest la depressione valliva Crosio della Valle – Mornago,
- al centro, la parte collinare costituita dal basamento gonfolitico presente in prossimità della superficie topografica,
- ad est la depressione valliva del Torrente Arno.

In entrambe le depressioni si localizzano due strutture ideologiche separate dallo spartiacque mediano corrispondente alla dorsale gonfolitico.

Tutti i pozzi di proprietà dell'Amministrazione comunale, utilizzati ai fini potabili, sono ubicati nella depressione valliva del Torrente Arno dove captano le acque di prima o seconda falda, ad una profondità comunque non superiori ai 30 – 35 metri rispetto al piano di campagna.

Possiamo schematizzare questa situazione facendo ricorso alle sezioni idrogeologiche elaborate dallo Studio Idrogeotecnico di Milano per il Comune di Albizzate nel 1982 e 1985 ed indicate nella carta di inquadramento di dettaglio denominata – Elementi idrogeologici.

Queste sezioni sono state ricostruite elaborando:

- le stratigrafie di tutti i pozzi allora presenti ;
- studi geofisici condotti nell'area mediante Sondaggi Elettrici Verticali

Si individuano 5 complessi cosi descrivibili:

COMPLESSO 1 – Terreni di origine fluviale e fluvioglaciali con alternanze orizzontali e verticali di litologie prevalentemente ghiaiose e litologie argillose;

COMPLESSO 2 – Terreni prevalentemente argillosi con diffuso materiale grossolano;

COMPLESSO 3 – Banchi ghiaiosi, alternati ad orizzonti sabbiosi e argillosi;

COMPLESSO 4 – Argille e limi di origine marina;

COMPLESSO 5 – Gonfolite.

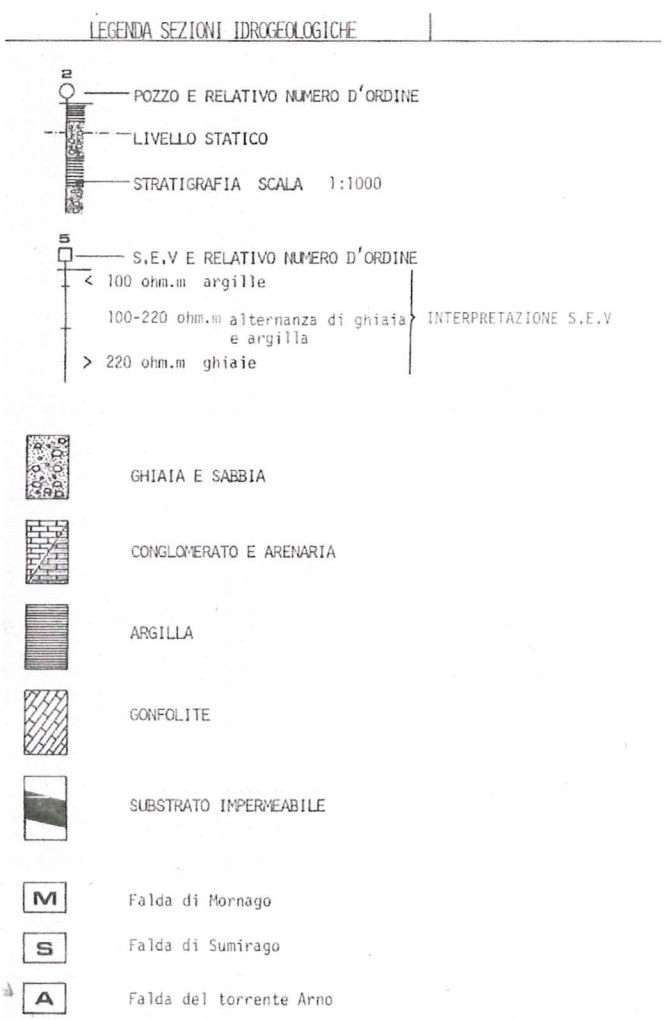


Figura 12 – Legenda (Studio Idrogeotecnico 1985)

ed è proprio nel complesso 3 che si può localizzare la formazione più permeabile e pertanto idonea alla presenza di una falda significativa.

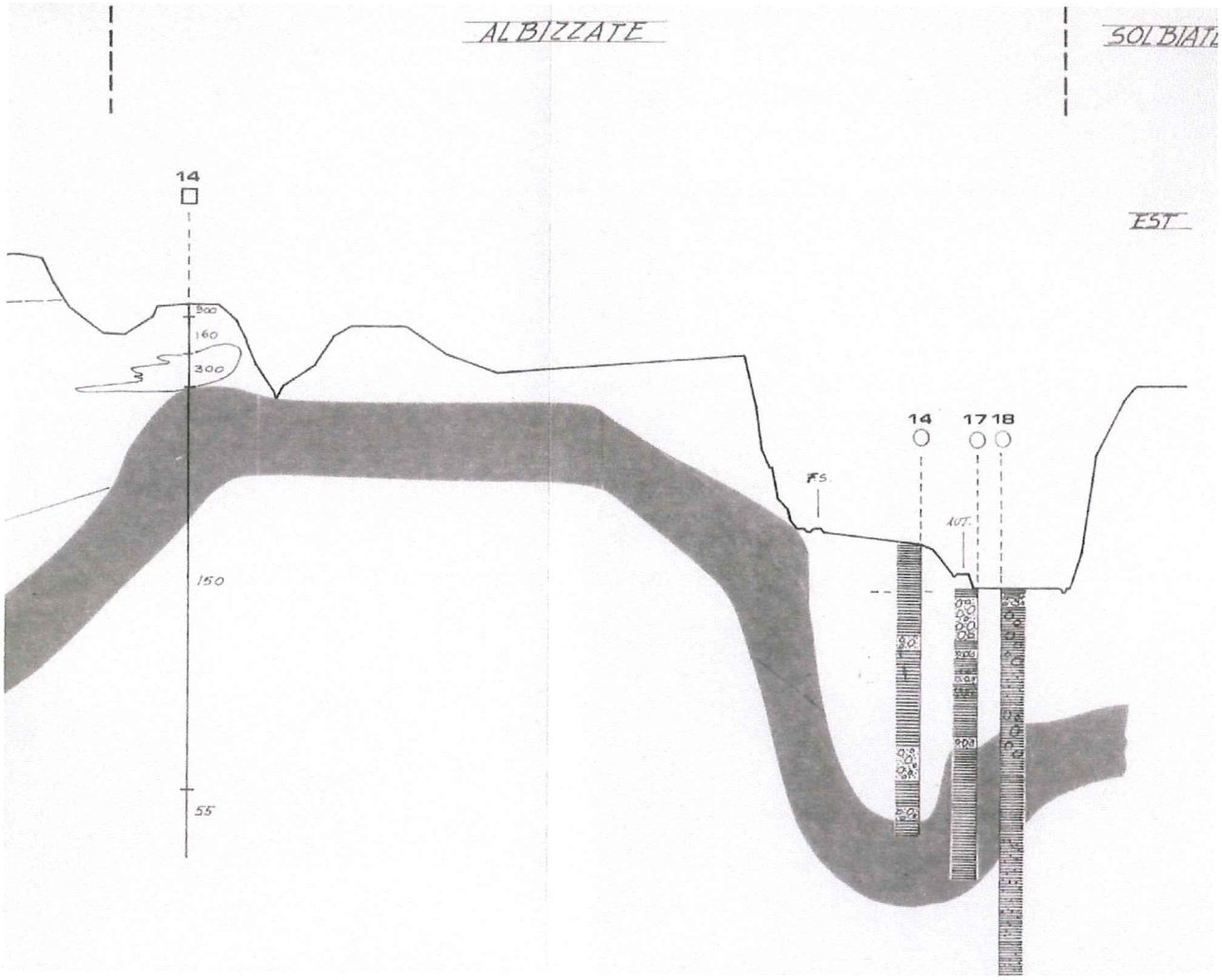


Figura 13 – Sezione idrogeologica n° 6 (Studio Idrogeotecnico 1985)

Come abbiamo detto, tutti i pozzi sfruttano le falde superficiali, la cui alimentazione è strettamente collegata al regime delle precipitazioni.

Questa falda, denominata del Torrente Arno, è contenuta nella stretta morfologia che caratterizza la valle dell'Arno ed è caratterizzata da un'estrema variabilità di spessore e produttività in relazione alle variazioni geometriche e litologiche del livello permeabile ospitante.

Le strutture di captazione presenti sfruttano essenzialmente l'acquifero sviluppato nell'unità alluvionale a litologia ghiaioso – sabbiosa dominante o nei conglomerati. L'idrostruttura si presenta con andamento N – S, limitato a N – NW dall'emergenza del basamento roccioso e lateralmente dai depositi conglomeratici che costituiscono i pianalti terrazzati che possono essere considerati come aree di ricarica del complesso acquifero per infiltrazione efficace delle acque meteoriche.

2.6 – I caratteri idrografici

I pianalti sono sede di una circolazione idrica superficiale del tutto peculiare nell'ambito del territorio lombardo, infatti, sono riconoscibili su una carta a qualsiasi scala a causa della disposizione dei reticolato idrografico di tipo parallelo,

Questo tipo di reticolo è caratteristico di terreni impermeabili ed è influenzato non dalla struttura o dal pendio, ma dalla disposizione di morene laterali.

Gli elementi che caratterizzano la fisiografia del territorio sono effettivamente le morene laterali che, secondo la loro età e della geometria che possedeva il ghiacciaio, hanno un rilievo ed un'evidenza differente. Ai fini di questo capitolo le Alloformazioni e le Formazioni che interessano i pianalti possono essere suddivise in unità "recenti" e "antiche". Le prime sono meno alterate ed hanno un'evidenza maggiore, ossia sono più rilevate rispetto al territorio circostante. Le seconde hanno un'età maggiore, sono più alterate e meno evidenti.

Il pianalto in cui è ricompresa l'area oggetto del presente studio, è limitato ad Ovest dalla Valle dell'Arno che lo separa dal resto dell'Anfiteatro del Verbano. L'Arno nasce, a Nord di Castronno, dalla confluenza di più torrenti provenienti dalla cerchia di morene ad andamento SW - NE dell'Unità di Mornago dell'Allogruppo di Besnate. La valle è ampia e, nel primo tratto, presenta un ugual dislivello tra il fondovalle e la sommità dei versanti, pari a circa 50 m a Tarabara. Verso Sud, a partire da Oggiona e Jerago, il versante W è più alto di quello E, il dislivello si mantiene intorno ai 50 m per il versante W, mentre è inferiore ai 30 m per quello E. Questa differenza è dovuta al fatto che il versante Ovest è costituito da morene di unità "recenti" e quindi più rilevate (Allogruppo di Besnate e Alloformazione di Albizzate) che attraversano idealmente la valle con andamento SW - NE all'altezza di Oggiona. A Sud di Oggiona il versante Est è costituito da morene e depositi più antichi, molto alterati, erosi e quindi meno rilevati.

Tale differenza morfologica tra unità recenti ed antiche caratterizza il pianalto occidentale. Infatti, le morene dell'Alloformazione di Albizzate, dopo aver "attraversato" la Valle dell'Arno, a partire da Oggiona assumono un decorso N - S passando per Carnago e Caronno Varesino per poi deviare nuovamente verso NE.

Le valli hanno perciò un andamento SW - NE che verso monte diviene N - S, in tutta la parte "recente" del pianalto e un andamento N - S con reticolo di tipo parallelo nella parte "antica".

I principali elementi idrografici presenti nell'area di studio ed in un significativo intorno, sono rappresentati dal Torrente Arno e dal Tenore. Il primo, che costituisce la principale asta fluviale, ha un regime perenne con andamento sinuoso tipico dei corsi d'acqua impostati su superfici topografiche a debole pendenza. Le dinamiche idrauliche che caratterizzano questo bacino si contraddistinguono per la loro notevole attività durante i periodi di maggior precipitazione; i tempi di corrivazione risultano, infatti, assai ridotti con rapido afflusso nell'asta di notevoli quantità di acqua in brevi intervalli temporali.

Da un punto di vista amministrativo, sia l'Arno sia gran parte del Tenore appartengono a quello che, alla luce della L.R. 1/00, è definito Reticolo idrografico principale.

2.6.1 – Le aree di esondazione secondo il PAI

Con la predisposizione del Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico del Po, l'Autorità di Bacino ha elaborato un documento guida con il quale ha suddiviso il territorio a margine dei principali corsi d'acqua in vari ambiti definiti come A, B e C (art. 28).

La **fascia di deflusso della piena (Fascia A)**, è costituita dalla porzione di alveo che è sede prevalente del deflusso della corrente per la piena di riferimento e/o dall'insieme delle forme fluviali riattivabili durante gli stati di piena.

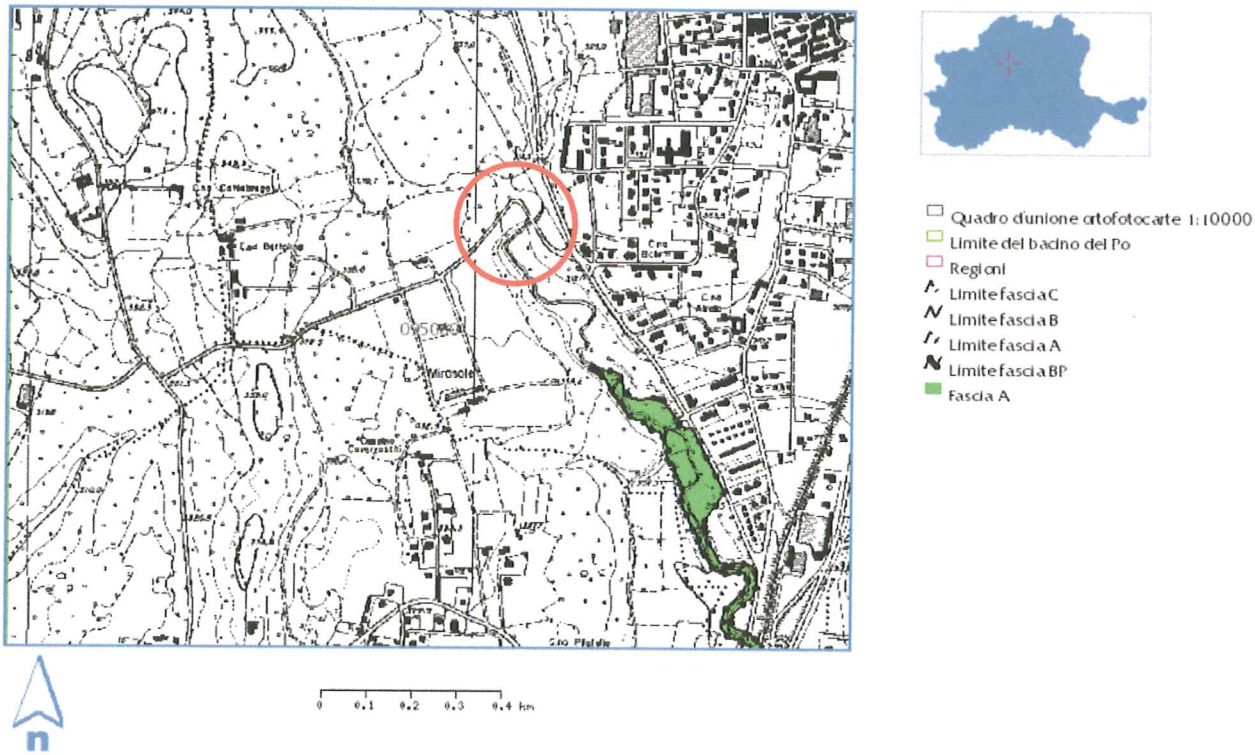


Figura 14 – Estratto cartografia PAI

La **fascia di esondazione (Fascia B),** esterna alla precedente, è costituita dalla porzione di territorio interessata da inondazione al verificarsi della piena di riferimento (nel caso del Comune di Albizzate 100 anni). Il limite di tale fascia si estende fino al punto in cui, le quote naturali del terreno, sono superiori ai livelli idrici corrispondenti alla piena di riferimento, oppure sino alle opere idrauliche esistenti o programmate di controllo delle inondazioni (argini o altre opere di contenimento). Il Piano prevede con apposito segno grafico, denominato "limite di progetto tra la Fascia B e la Fascia C", le opere idrauliche programmate per la difesa del territorio. Quando tali opere saranno realizzate, i confini della Fascia B si intenderanno definiti dal tracciato dell'opera idraulica eseguita.

L'area di inondazione per piena catastrofica (Fascia C), è costituita dalla porzione di territorio esterna alla precedente (Fascia B), che può essere interessata da inondazione al verificarsi di eventi di piena più gravosi di quella di riferimento.
Per definire l'ammissibilità degli interventi edilizi, deve essere verificata l'appartenenza dell'area oggetto di intervento, agli ambiti A, B e C, cosi come definiti dal PAI, adiacenti ai corsi d'acqua;

2.6.2. Prescrizioni e vincoli all'interno degli ambiti

Gli artt. 29, 30 e 31 del PAI definiscono gli obiettivi, i divieti e per contro, gli interventi consentiti rispettivamente nelle fasce A, B e C.

Fascia di deflusso della piena (Fascia A)

La Fascia A ha l'obiettivo di garantire le condizioni di sicurezza assicurando il deflusso della piena di riferimento, il mantenimento e/o il recupero delle condizioni di equilibrio dinamico dell'alveo, e quindi favorire, ovunque possibile, l'evoluzione naturale del fiume in rapporto alle esigenze di stabilità delle difese e delle fondazioni delle opere d'arte, nonché a quelle di mantenimento in quota dei livelli idrici di magra.
Sono vietate:

- le attività di trasformazione dello stato dei luoghi, che modifichino l'assetto morfologico, idraulico, infrastrutturale, edilizio, fatte salve le prescrizioni dei successivi articoli;
- la realizzazione di nuovi impianti di smaltimento e di recupero dei rifiuti, l'ampliamento degli stessi impianti esistenti, nonché l'esercizio delle operazioni di smaltimento e recupero dei rifiuti, così come definiti dal D.Lgs. 5 febbraio 1997, n. 22, fatto salvo quanto previsto al successivo comma 3, let. l);
- la realizzazione di nuovi impianti di trattamento delle acque reflue, nonché l'ampliamento degli impianti esistenti di trattamento delle acque reflue, fatto salvo quanto previsto al successivo comma 3, let. m);
- le coltivazioni erbacee non permanenti e arboree, fatta eccezione per gli interventi di bioingegneria forestale e gli impianti di rinaturazione con specie autoctone, per un'ampiezza di almeno 10 m dal ciglio di sponda, al fine di assicurare il mantenimento o il ripristino di una fascia continua di vegetazione spontanea lungo le sponde dell'alveo inciso, avente funzione di stabilizzazione delle sponde e riduzione della velocità della corrente;
- la realizzazione di complessi ricettivi all'aperto;
- il deposito a cielo aperto, ancorché provvisorio, di materiali di qualsiasi genere.

Sono invece consentiti:

- i cambi colturali, che potranno interessare esclusivamente aree attualmente coltivate;
- gli interventi volti alla ricostituzione degli equilibri naturali alterati e alla eliminazione, per quanto possibile, dei fattori incompatibili di interferenza antropica;
- le occupazioni temporanee se non riducono la capacità di portata dell'alveo, realizzate in modo da non arrecare danno o da risultare di pregiudizio per la pubblica incolumità in caso di piena;
- i prelievi manuali di ciottoli, senza taglio di vegetazione, per quantitativi non superiori a 150 m^3 annui;
- .....
- il miglioramento fondiario limitato alle infrastrutture rurali compatibili con l'assetto della fascia;
- .....
- l'adeguamento degli impianti esistenti di trattamento delle acque reflue alle normative vigenti, anche a mezzo di eventuali ampliamenti funzionali.

Per esigenze di carattere idraulico connesse a situazioni di rischio, l'Autorità idraulica preposta può in ogni momento effettuare o autorizzare tagli di controllo della vegetazione spontanea eventualmente presente nella Fascia A.

Fascia di esondazione (Fascia B)

La Fascia B ha la funzione di mantenere e migliorare le condizioni di funzionalità idraulica ai fini principali dell'invaso e della laminazione delle piene, unitamente alla conservazione e al miglioramento delle caratteristiche naturali e ambientali.

Sono vietati:

- gli interventi che comportino una riduzione apprezzabile o una parzializzazione della capacità di invaso, salvo che questi interventi prevedano un pari aumento delle capacità di invaso in area idraulicamente equivalente;
- la realizzazione di nuovi impianti di smaltimento e di recupero dei rifiuti, l'ampliamento degli stessi impianti esistenti, nonché l'esercizio delle operazioni di smaltimento e recupero dei rifiuti, così come definiti dal D.Lgs. 5 febbraio 1997, n. 22, fatto salvo quanto previsto al precedente art. 29, comma 3, let. l);
- in presenza di argini, interventi e strutture che tendano a orientare la corrente verso il rilevato e scavi o abbassamenti del piano di campagna che possano compromettere la stabilità delle fondazioni dell'argine.

Sono consentiti, oltre agli interventi previsti per la fascia A:

- gli interventi di sistemazione idraulica quali argini o casse di espansione e ogni altra misura idraulica atta ad incidere sulle dinamiche fluviali, solo se compatibili con l'assetto di progetto dell'alveo derivante dalla delimitazione della fascia;

- gli impianti di trattamento d'acque reflue, qualora sia dimostrata l'impossibilità della loro localizzazione al di fuori delle fasce, nonché gli ampliamenti e messa in sicurezza di quelli esistenti;
- .....

Gli interventi consentiti debbono assicurare il mantenimento o il miglioramento delle condizioni di drenaggio superficiale dell'area, l'assenza di interferenze negative con il regime delle falde freatiche presenti e con la sicurezza delle opere di difesa esistenti.

Area di inondazione per piena catastrofica (Fascia C)

La Fascia C è finalizzata ad integrare il livello di sicurezza alle popolazioni.
Nei territori della Fascia C, delimitati con segno grafico indicato come "limite di progetto tra la Fascia B e la Fascia C", si applicano le stesse norme e limitazioni previste per le fasce B fino alla realizzazione delle opere idrauliche previste.
Nelle altre fasce C, delimitate non con limite di progetto, sono consentiti gli interventi di nuova edificazione, ricostruzione ed ampliamento oltre a quelli delle lettere a), b), c) e d) della ex L. 457/78, a condizione che gli stessi vengano attuati in conformità a quanto previsto al paragrafo - *Aree soggette ad alluvionamento e/o allagamento* -.

2.6.3 Tipologia degli eventi di piena

Gli eventi di piena sono il risultato dell'interazione tra gli eventi meteorici e le condizioni del bacino imbrifero. Le loro caratteristiche quindi dipendono dalle caratteristiche dell'afflusso meteorico e da quelle della trasformazione afflussi-deflussi.
Le caratteristiche fondamentali dell'afflusso meteorico sono date sostanzialmente dalla distribuzione spazio - temporale della precipitazione. Poiché il tener conto della variabilità delle precipitazioni nello spazio e nel tempo è causa di un notevole appesantimento dei calcoli, si cerca nei limiti dei possibile di semplificare la descrizione dell'evento di pioggia, riducendola all'assegnazione dello ietogramma che fornisce l'andamento temporale dell'altezza di pioggia media sul bacino (o altezza di pioggia ragguagliata).
La descrizione della pioggia ragguagliata si può ulteriormente semplificare, assegnando le altezze di pioggia massime corrispondenti a un certo numero di durate, opportunamente scelte. La semplificazione estrema consiste infine nell'assegnare semplicemente la durata e l'altezza totale della pioggia ragguagliata.
Le caratteristiche fondamentali della trasformazione afflussi - deflussi coincidono con le principali caratteristiche dei bacino: arca, rilievo, caratteristiche dei suolo, stato della copertura vegetale, caratteristiche della rete idrografica.

Tra le caratteristiche del suolo è importantissima la capacità di infiltrazione, che a sua volta dipende sia dalla permeabilità, sia dal contenuto in acqua dei suolo dovuto alle precipitazioni antecedenti. Dalla capacità di infiltrazione dipendono le perdite dei bacino, e quindi anche la quantità d'acqua (di scorrimento veloce, generalmente coincidente con quello superficiale) che provoca la piena della rete idrografica.

Le condizioni del bacino variano in dipendenza della stagione, e dell'andamento delle precipitazioni nel periodo che precede l'evento considerato. La loro variabilità però è decisamente minore della variabilità delle precipitazioni: in due o tre giorni nel corso di un evento meteorico molto intenso, l'altezza di precipitazione può uguagliare l'altezza di precipitazione mediamente osservata in uno o due mesi.

E' del resto nozione comune che la straordinarietà degli eventi di piena sia dovuta alla straordinarietà degli eventi di pioggia.

Una classificazione degli eventi di piena si può dunque ricondurre a una classificazione degli eventi di pioggia che si rivelano critici per il bacino considerato.

Le caratteristiche del bacino (l'area, sopratutto) determinano in modo decisivo le durate da prendere in considerazione per individuare le piogge critiche, cioè capaci di produrre le piene che mettono a prova la capacità della rete idrografica (o, più in generale, della rete di drenaggio) di smaltire le portate.

Affinché non si abbiano esondazioni, la portata massima Q prodotta dall'evento non deve superare in nessuna sezione della rete la portata massima (o portata critica) Q, che corrisponde alla minima altezza d'acqua ammessa nell'alveo. (Ovviamente Q *e* Q, dipendono dalla sezione considerata.) Quando il grado di rarità dell'evento è abbastanza basso la rete risulta sempre sufficiente, cioè in grado di smaltire l'afflusso meteorico, quale che sia la durata della precipitazione (che, come è noto, è tanto più intensa, a parità di rarità dell'evento, quanto minore è la durata), perché la portata massima Q prodotta dall'evento di pioggia è sempre inferiore alla portata massima Q, caratteristica della sezione. Quando invece il grado di rarità dell'evento è abbastanza elevato, la rete risulta sufficiente o insufficiente a seconda della durata della precipitazione. Per durate brevi l'aumento dell'intensità media della precipitazione corrispondente alla diminuzione della durata non basta a compensare la diminuzione del volume dell'afflusso: la sezione tende bensì a riempirsi velocemente, perché la portata di afflusso supera di molto quella di deflusso, ma la precipitazione cessa prima che si sia raggiunto il grado di riempimento a cui corrisponde la portata critica. Per durate lunghe, invece, l'aumento del valore dell'afflusso non è sufficiente a compensare la diminuzione dell'intensità media della precipitazione: la rete tende a riempirsi lentamente, perché la portata di afflusso supera solo di poco quella di deflusso, e la precipitazione cessa prima che nella rete si sia raggiunto il massimo riempimento possibile.

Al diminuire del grado di intensità dell'evento il campo di durate per cui la rete si dimostra insufficiente si restringe, finche per un certo grado di intensità la rete risulta al limite dell'insufficienza per una sola durata, che si indica normalmente come *durata critica.*

Le considerazioni sopra esposte si basano su una semplificazione estrema dello ietogramma della pioggia ragguagliata (la cui intensità si assume costante nel tempo). In realtà le cose vanno abbastanza diversamente. (Tra l'altro occorre ricordare che, a parità di rarità, la pioggia ragguagliata decresce, a parità di regime pluviometrico, al crescere dell'area del bacino). Il risultato resta comunque approssimativamente valido: esiste un certo campo di valori della durata di pioggia (se non proprio una durata specifica) che è determinante al fine della possibilità di una piena. Nello studio delle piene occorre prendere in considerazione le precipitazioni estreme di durata compresa in quel campo.

La durata critica (definita come una durata precisa, nonostante quanto appena detto) si identifica tradizionalmente con il tempo di corrivazione del bacino, cioè con il tempo impiegato da una goccia d'acqua per raggiungere la sezione di chiusura partendo dal punto del bacino idraulicamente più lontano. L'identificazione non è a rigore corretta: anche volendo trascurare il fatto che l'intensità della pioggia non è uniforme nello spazio né costante nel tempo e che le condizioni dei bacino variano da un evento all'altro, e anche a volerla definire come una certa durata precisa, la durata critica può risultare minore o maggiore del tempo di corrivazione. Tenendo però conto che la durata critica e il tempo di corrivazione non risultano poi tra loro molto lontani, e che le portate al colmo variano abbastanza poco, anche al variare della durata entro limiti considerevoli, l'identificazione della durata critica con il tempo di corrivazione si può considerare accettabile.

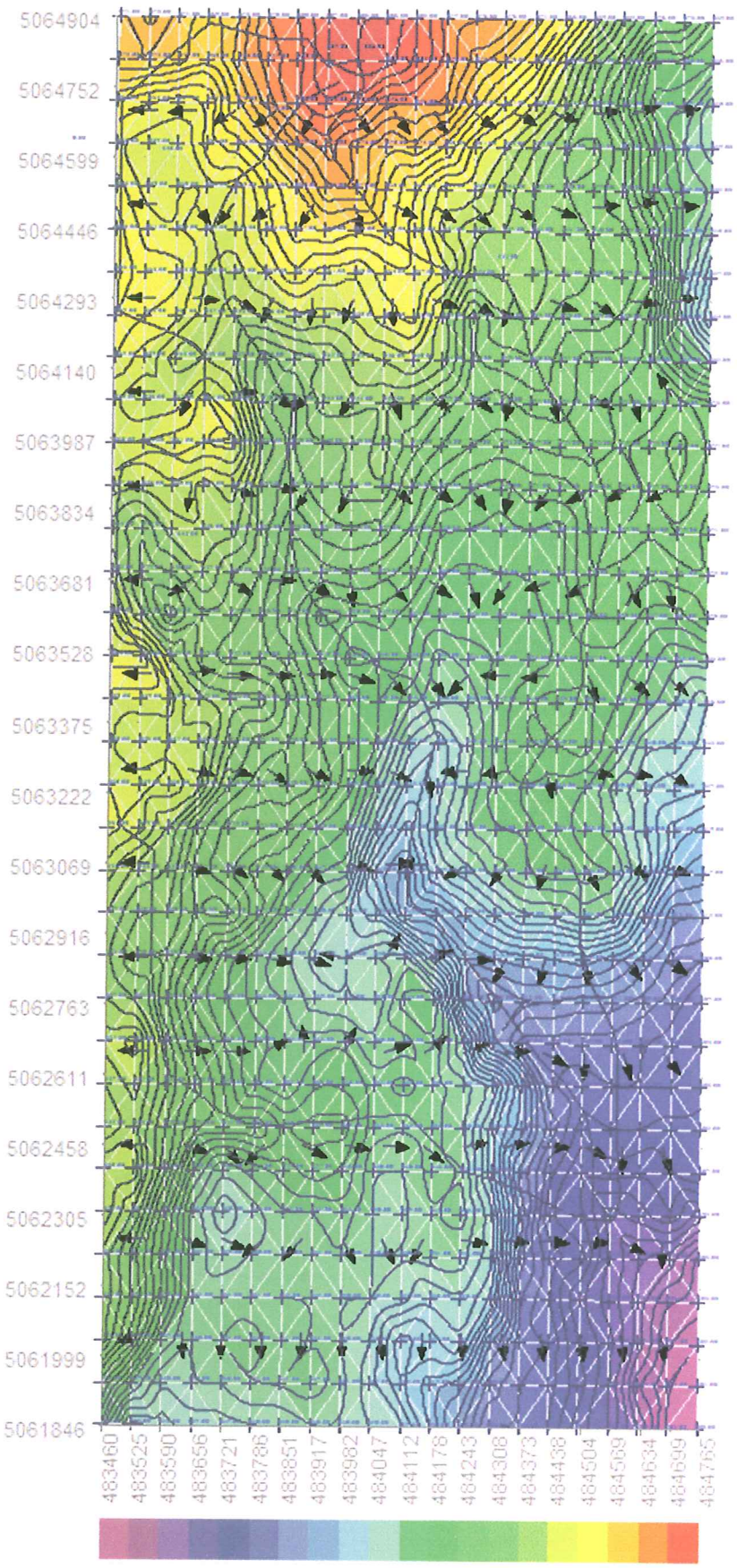
Naturalmente occorre ricordare che anche le condizioni del bacino rivestono un ruolo importante nella formazione delle piene. La condizione più importante da questo punto di vista è il contenuto in acqua del terreno, che a sua volta dipende dalle precipitazioni precedenti.

Alla luce di tutte le considerazioni sopra riportate, comunque, appare ragionevole assumere la durata della precipitazione come l'elemento su cui fondare una semplice classificazione degli eventi di piena.

Come si è visto, la durata critica si può molto approssimativamente identificare con il tempo di corrivazione del bacino. A sua volta il tempo di corrivazione dipende largamente dall'area. E quindi allarga si può fare riferimento, come è del resto intuitivo, per una prima suddivisione dei bacini, finalizzata a definire la tipologia degli eventi di piena

Da questo punto di vista i bacini della provincia di Varese si possono suddividere in tre categorie: bacini piccoli, con area fino a poche centinaia di ettari; bacini medi con area dell'ordine delle decine o al più delle centinaia di chilometri quadrati, bacini grandi, con area dell'ordine delle migliaia di chilometri quadrati.

I bacini piccoli sono bacini naturali o anche - e questo è il caso di maggiore importanza pratica - bacini urbani. Il tempo di corrivazione di questi bacini è sempre intorno all'ora. Di conseguenza. come è del resto ben noto, le precipitazioni a cui fare riferimento nello studio delle piene sono quelle di breve durata.

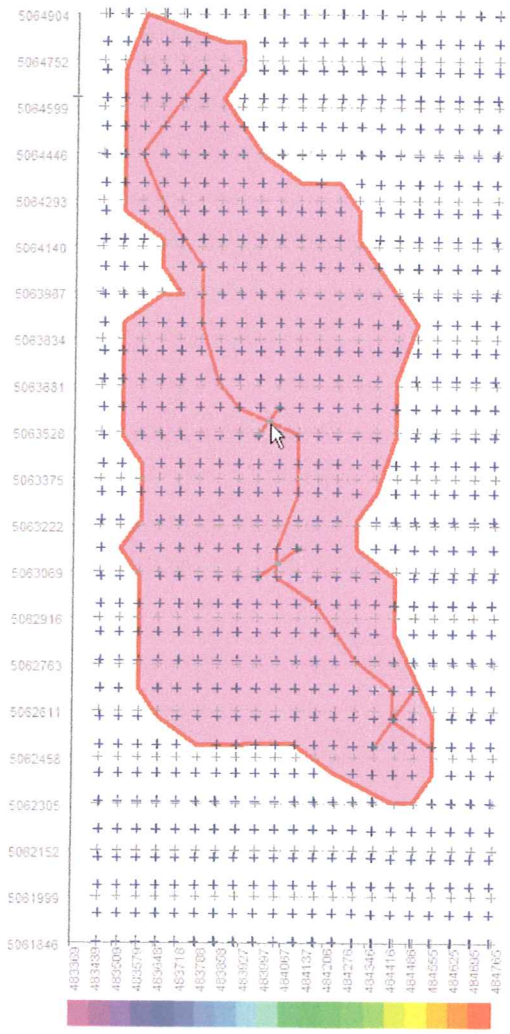


Vale la pena di sottolineare che, anche nella trattazione dei bacini di dimensioni molto ridotte, è in generale opportuno utilizzare le *curve* di possibilità climatica medie, individuate per zone omogenee, anziché quelle individuate per le singole stazioni. E questo per due motivi: in primo luogo perché generalmente la variazione casuale della stima dovuta alle ridotte dimensioni dei campione è maggiore della variazione dovuta alle diversità climatiche tra una stazione e l'altra; in secondo luogo perché nella definizione delle curve medie si sono utilizzate anche le stazioni munite di solo pluviometro.

2.6.3. Calcolo dell'onda di piena in funzione del Tr.

La delibera della Giunta Regionale 6645 del 29 ottobre 2001 definisce,

all'Allegato 3, i criteri di compatibilità idraulica per gli strumenti urbanistici comprendenti aree soggette a possibili esondazioni.



Tenendo conto che:

- il Tenore non ha mai presentato fenomeni di esondazione tali da creare problemi o danni ad infrastrutture od alla popolazione,
- L'area oggetto di studio non risulta ricompressa in alcuna delle tre fasce definite dal PAI
- si ritiene applicabile lo studio idraulico semplificato,

al fine di individuare le aree soggette ad esondazione.

Tale studio, partendo da una cartografia scala 1:10000, integrata da un rilievo planialtimetrico di dettaglio, individua la quota del massimo battente d'acqua con tempi di ritorno pari a 100 anni con una precisione pari al centimetro.

Il fiume riceve i contributi di una piccola parte dell'abitato di Albizzate e della zona industriale posta nel Comune di Sumirago per poi confluire direttamente in Arno.

Il tratto considerato ai fini delle verifiche idrauliche è quello compreso tra la sorgente ed il Ponte sulla Via Comunale Montello (sezione di chiusura) per un bacino avente le seguenti caratteristiche:

DATI MORFOMETRICI BACINO IDROGRAFICO		
S	0.8	[Km^2] Superficie Bacino
L	1.37	[Km] Lunghezza asta principale
Hm	360	[m] Altezza media del Bacino s.l.m.m.
Ho	336	[m] Quota della sez. di chiusura s.l.m.m.

Il bacino imbrifero naturale ha una forma triangolare che si allarga da monte verso valle Sono state individuate lungo il corso d'acqua da monte a valle quattro sezioni intermedie. Per quanto riguarda il nostro studio, abbiamo esaminato quella posta più a monte, ubicata subito dopo l'ecocentro.

Occorre a questo punto fare un breve richiamo relativamente al significato di **tempo di ritorno** di un evento ed alle conseguenze che la scelta di un intervallo rispetto ad un altro può portare nella ridefinizione degli ambiti.

Il **tempo di ritorno (Tr)** di un evento (espresso in anni) è una grandezza statistico - probabilistica, che indica cioè la probabilità che ha un certo evento di essere superato una volta in quell'intervallo temporale. In relazione alle massime piene annuali, il tempo di ritorno indicherà quindi la probabilità che tale piena possa essere eguagliata o superata, almeno una volta in una data finestra temporale. E' opportuno precisare che una piena avente **Tr** di **x** anni non è quella che si manifesta ogni **x** anni, ma bensì quella che, per più serie di osservazioni di x anni, si presenta, **mediamente**, una sola volta per serie; ciò significa, anche, che è possibile che essa si presenti per 2 anni consecutivi in una prima serie di **x** anni e mai nella successiva serie (questo non toglie il fatto che in tale intervallo temporale possa manifestarsi una piena con **Tr** maggiore di **x** e quindi più catastrofica: e solo meno probabile che ciò avvenga).

Quindi una piena decennale, vale a dire con tempo di ritorno Tr pari a 10 anni, è quella che può aspettarsi in media ogni 10 anni, non ad intervalli regolari, ma ad esempio, 10 volte in un secolo e così via.

Per meglio chiarire gli aspetti probabilistici legati al tempo di ritorno, si ricorre al concetto di rischio **(R)** statistico associabile ad un evento estremo; vale a dire la probabilità che un evento di piena, di dato tempo di ritorno, ha di manifestarsi in **n** anni.

Tornando al nostro studio, la mancanza di stazioni idrometrografiche fa sì che la valutazione del valore di max piena possa farsi con metodologie nelle quali la pioggia diventa parametro fondamentale.

Tra queste il metodo razionale, nelle sue varianti, è quello di principale utilizzo. La particolare caratteristica della formula razionale prevede in via teorica, una relazione diretta tra pioggia e portata e consente di assumere come tempo di ritorno della portata al colmo lo stesso delle piogge che, teoricamente, la generano.

Tra i metodi razionali, molteplici sono le formule utilizzabili; tra esse è stata presa in considerazione quella di **Giandotti** e **Visentini,** che si basa sul presupposto che, nell'ipotesi di una precipitazione ad intensità uniforme sull'intera superficie di un determinato bacino e costante nel tempo, pervengono alla sezione di chiusura di quest'ultimo i contributi d'aree via via più distanti dalla sezione stessa sino al raggiungimento della condizione di contributo contemporaneo da parte di tutto il bacino. In tali condizioni la portata al colmo (Qmax) è esprimibile tramite la relazione:

$$Qmax = (1/3.6) * C * h * S/\Theta$$

dove:

- **S = Superficie del bacino** (kmq)
- **C = Coefficiente di deflusso** che è dato, secondo la formulazione di Visentini (1938) considerando h pari all'altezza critica di pioggia ragguagliata sul bacino per $t=\Theta$, da:

$$C = (\alpha * \beta) / \gamma$$

Con α, β e γ, parametri funzionali alla dimensione del bacino considerato e rappresentano rispettivamente il rapporto fra la portata al colmo e il deflusso medio di piena (volume defluito diviso per la portata totale della piena), il coefficiente di deflusso e più precisamente il rapporto fra il deflusso medio di piena e l'afflusso critico di durata Θ, il rapporto fra la durata totale della piena ed il tempo di corrivazione,

METODO UTILIZZATO		S	α	β	γ
	GIANDOTTI		6	0,20 – 0,30	4,0
	VISENTINI	Fino a 300 kmq	10	0,50	4,0
		Da 300 a 500	8	0,50	4,0
		Da 500 a 1000	8	0,40	4,5
		Da 1000 a 8000	6	0,30	5,0
		Da 8000 a 20000	6	0,25	5,5
		Da 20000 a 70000	6	0,20	6,0

Tabella 9 – Variazione dei parametri fondamentali nei vari metodi

Il coefficiente di deflusso, può essere considerato prossimo all'unità sulla base di un modello afflussi ⇆ deflussi nella quale è fatta la logica assunzione che le condizioni idrologicamente più sfavorevoli sono raggiunte, a seguito di piogge intense e persistenti per cui abbia a ridursi fortemente sia la possibilità di saturazione del suolo che dell'aria, che la capacità d'intercettazione della vegetazione, cosicché tanto l'infiltrazione quanto l'evapotraspirazione e l'intercettazione possano essere stimate assai prossime allo zero, almeno per un tempo corrispondente al tempo di corrivazione (In realtà i Cd delle piene reali sono quasi sempre inferiori ad 1, per cui quest'assunzione porta sempre ad una sopravvalutazione delle Qmax la quale può però considerarsi come una specie di fattore di sicurezza, vista la comunque alta aleatorietà di tutti i tipi di valutazione della Qmax.).

Nel nostro caso è stato utilizzato quello individuato nell'Handbook of Applied Hydrology per i **suoli con infiltrazione media, senza lenti argillose** con copertura del suolo a **bosco** pari a 0,3

Coefficienti di deflusso raccomandati da Handbook of Applied Hydrology, Ven Te Chow, 1964

Tipo di suolo	c	
	Uso del suolo	
	Coltivato	Bosco
Suolo con infiltrazione elevata, normalmente sabbioso o ghiaioso	0.20	0.10
Suolo con infiltrazione media, senza lenti argillose; suoli limosi e simili	0.40	0.30
Suolo con infiltrazione bassa, suoli argillosi e suoli con lenti argillose vicine alla superficie, strati di suolo sottile al di sopra di roccia impermeabile	0.50	0.40

Tali valori sono paragonabili a quelli ricavabili dai parametri definiti da Giandotti (0,38) e quelli di Visentini per bacini inferiori a 300 kmq (1,25) che ha portato ad assumere un C=0,8.

Questo risulta in pieno accordo con i valori indicativi, riportati in alcune guide FAO (1976), elaborati in funzione della natura e della copertura dei terreni, nonché in base alle colture arboree presenti, tipi di suolo e pendenza dello stessa.

	Copertura del bacino		
Tipi di suolo	**Coltivazioni**	**Pascoli**	**Boschi**
Suoli molto permeabili sabbiosi o ghiaiosi	0,20	0,15	0,10
Suoli mediamente permeabili (senza strati d'argilla). Terreni di medio impasto	0,40	0,35	0,30
Suoli poco permeabili. Suoli fortemente argillosi o simili, con strati d'argilla vicino alla superficie. Suoli poco profondi sopra roccia impermeabile	0,50	0,45	0,40

Tabella 10 – Applicabilità dei vari metodi in funzione della copertura del bacino

		Tipi di suolo		
Vegetazione e pendenza		**Terreno leggero**	**Terreno di impasto medio**	**Terreno compatto**
Boschi	**< 10%**	0.13	0.18	0.25
	> 10%	0.16	0.21	0.36
Pascoli	**< 10%**	0.16	0.36	0.56
	> 10%	0.22	0.42	0.62
Colture agrarie	**< 10%**	0.40	0.60	0.70
	> 10%	0.52	0.72	0.82

Tabella 11 – Applicabilità dei vari metodi in funzione del tipo di suolo

Per quanto riguarda il calcolo dell'altezza della pioggia critica, sono stati utilizzati i dati riportati nell'allegato 3 alla Direttiva n° 2 del PAI.

DATI CELLA DELLA GRIGLIA DI DISCRETIZZAZIONE DELLE PIOGGE INTENSE (Cfr. Allegato n.3 della Direttiva n.2 PAI dell'Autorità di Bacino del Fiume PO)								
Cella	Coord. Est UTM	Coord. Nord UTM	a Tr 20	n Tr 20	a Tr 100	n Tr 100	a Tr 200	n Tr 200
CN69	441000	4945000	64.16	0.256	83.19	0.243	91.31	0.239

In questo elaborati l'intero Bacino del Po è stato dicretizzato in celle e per ognuna di esse sono stati definiti i parametri a ed n, necessari al calcolo del valore ricercato:

FORMULA		
Curva di probabilità pluviometrica	$h_{(t)} = at^n$	$h_{(t)}$ = massima precipitazione in mm al tempo t t = tempo di progetto (ore) = tempo di corrivazione a = fattore della curva relativo ad un determitato Tr n = esponente della curva relativo ad un determinato Tr Tr = tempo di ritorno (20-100-200 anni)

Il **tempo di corrivazione** è definito come quello necessario affinché, una particella d'acqua, possa giungere dai punti più lontani del bacino alla sezione fluviale considerata ed è da ritenersi in teoria costante per quella determinata sezione. Per calcolarlo esistono varie formule empiriche tra le quali ricordiamo quella adottata a seguito degli studi di Giandotti:

TEMPO DI CORRIVAZIONE (Giandotti)			
DATI MORFOMETRICI BACINO IDROGRAFICO			DATI RISULTANTI
S ⇨	0.8	[Km²] Superficie Bacino	Tempo di Corrivazione
L ⇨	1.37	[Km] Lunghezza asta principale	[ore]
Hm ⇨	360	[m] Altezza media del Bacino s.l.m.m.	$Tc = \frac{4\sqrt{S} + 1{,}5L}{0{,}8\sqrt{(Hm - Ho)}}$ ⇨ 1.44
Ho ⇨	336	[m] Quota della sez. di chiusura s.l.m.m.	

Il tempo di corrivazione non va confuso con il **tempo di concentrazione** che è, invece, quello che intercorre dall'inizio dell'evento piovoso all'istante nel quale si verifica la corrispondente portata massima, cioè la massima concentrazione dei deflussi, ed è variabile in funzione dell'intensità e della distribuzione dell'evento pluviometrico generatore all'interno del bacino.

Calcolati i diversi parametri possiamo ottenere le diverse portate per i tempi di ritorno di 20, 100 e 200 anni, applicabili al caso di studio.

PORTATE DI MASSIMA PIENA

FORMULA del METODO RAZIONALE

$$Q_c = 0.278 \frac{c h_{(t)} S}{T_c}$$

dove

Q_c			portata al colmo
c	⇨	0.3	coefficiente di deflusso
$h_{(t)}$			massima precipitazione in mm al tempo t (vedi punto prec.)
S	⇨	0.8	[Km²] Superficie Bacino
T_c	⇨	1.44	[ore] Tempo di corrivazione

RISULTATI

Tr		Q_c [mc/sec]
20	⇨	3.268
100	⇨	4.218
200	⇨	4.623

Tr = tempo di ritorno [anni]

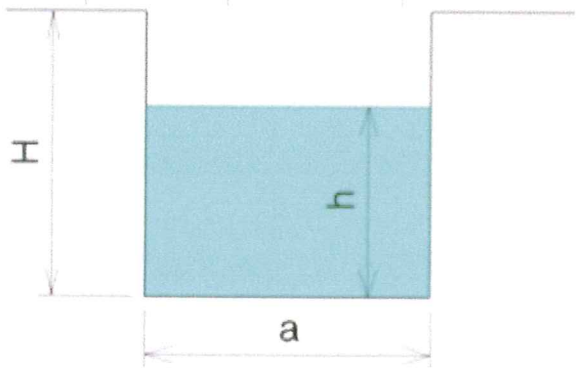
Software Freeware distribuito da geologi.it

Nel caso di studio dobbiamo tener presente che la piattaforma ecologica comunale si trova ad almeno 2 metri sopra la superficie di scorrimento libero del Torrente, dislivello che sale fino a circa 4 metri in corrispondenza della ponte sulla strada comunale (sezione di chiusura). Diventa limitante pertanto, la luce libera del ponte che potrebbe portare un innalzamento accentuato dell'eventuale onda di piena.

Nel nostro calcolo, utilizzeremo pertanto la sezione del ponte, valutando l'innalzamento del livello in corrispondenza di questo punto.

DATI NOTI (da inserire)

H	⇨	3.20	ALTEZZA [m]
a	⇨	4.00	[m]
h	⇨	0.20	[m]
p	⇨	1%	Pendenza
m	⇨	1.75	Coeff. di scabrosità di Kutter



DATI RISULTANTI

Contorno bagnato	$Pb = a + 2h$	⇨	4.400 [m]
Area di deflusso	$A = ah$	⇨	0.8000 [m²]
Raggio idraulico	$Ri = \frac{A}{Pb}$	⇨	0.182 [m]

Con un coefficiente di scabrosità tipico di pareti in terra a sezioni irregolari con erbe sporgenti (fiumi naturali in letto regolare)

NATURA DELLE PARETI	γ	m
1. Pareti di cemento perfettamente lisciato o di tavole piallate o tubazioni di eternit	0,06	0,12
2. Pareti di cemento lisciato o di tavole piallate o tubazioni di acciaio senza saldatura	0,10	0,15
3. Pareti di intonaco ordinario, grès ceramico, lamiera sottile con chiodature poco sporgenti, ghisa nuova	0,16	0,20
4. Tubazioni in cem. lisciato, con diametro > 0,40 m, o tubazioni in lamiera con molte chiodature	0,18	—
5. Calcestruzzo piano, tubi di cem. con giunture frequenti, ghisa in servizio corrente	0,23	0,25
6. Pareti in cem. non bene lisciate, o pareti di tavole grezze, o di muratura ordinaria molto accurata, o in terra molto regolare, o tubi di ghisa in servizio da molti anni, o tubi in lamiera con moltissime chiodature	0,36	—
7. Pareti di cemento male lisciate, o di pietrame ordinario	0,46	0,55
8. Terra irregolare, calcestruzzo grezzo o vecchio, cementgun, ghisa vecchia	0,85	0,75
9. Canali in terra con lievi depositi di sabbia sul fondo, o con pareti di muratura in cattive condizioni, o con pareti metalliche o rivestite di lamiera con chiodatura ordinaria	1,00	1,25
10. Terra a sez. irregolare con erbe sporgenti, fiumi naturali in letto regolare	1,30	1,75
11. Canali in terra in cattive condizioni, vegetazione sul fondo e sulle sponde, o depositi irregolari di massi e ghiaia	1,75	2,50
12. Canali di terra in abbandono, con sezione quasi interamente ostruita dalla vegetazione, o corsi naturali con alveo in ghiaia	2,30	3,00

Incrociando questi dati, con i valori di portata nei diversi tempi di ritorno, possiamo determinare l'innalzamento nella sezione considerata.

RISULTATI		
Tr		Q_c [mc/sec]
20	⇨	3.268
100	⇨	4.218
200	⇨	4.623

Vediamo che, per portate con tempo di ritorno compreso tra i 20 ed i 200 anni, l'innalzamento è nettamente inferiore ad 1 metro e quindi risulta impossibile un coinvolgimento delle aree dell'Ecocentro comunale.

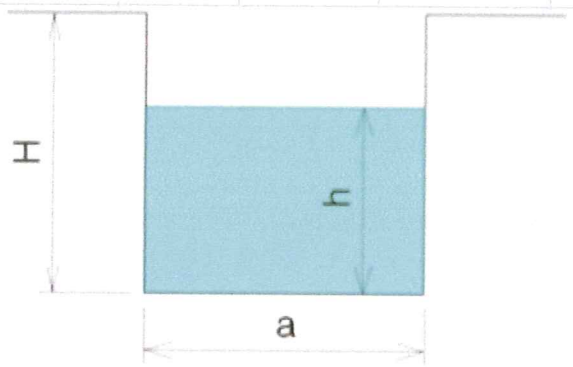
CAPACITA' DI SMALITIMENTO
SEZIONE IDRAULICA DI FORMA RETTANGOLARE
per varie altezze d'acqua

CARATTERISTICHE SEZIONE

H	***3.20***	ALTEZZA [m]	**p**	**1%**	Pendenza
a	***4.00***	[m]	***m***	***1.75***	Coeff. di scabrosità di Kutter

Software Freeware distribuito da geologi.it

h [m]	Q[m³/sec]
0.16	0.444
0.32	1.552
0.48	3.133
0.64	5.074
0.80	7.297
0.96	9.747
1.12	12.384
1.28	15.174
1.44	18.095
1.60	21.126
1.76	24.252
1.92	27.460
2.08	30.739
2.24	34.080
2.40	37.477
2.56	40.922
2.72	44.411
2.88	47.938
3.04	51.501
3.20	55.095



h = altezza d'acqua
Q = portata all'altezza d'acqua

2.6.4. Il materiale solido

Il materiale solido presente nell'acqua durante le piene è di origine naturale e di origine antropica.
Il materiale di origine naturale è sopra tutto costituito dai sedimenti (argille, sabbie, ghiaie e materiale di dimensioni maggiori), che alimentano il fenomeno idraulico dei trasporto solido.
L'importanza del trasporto solido è ben nota. In occasione delle piene si hanno fenomeni di erosione diffusa nel bacino, dovuti alle acque di pioggia, e fenomeni di erosione nell'alveo dei corsi d'acqua, dovuti all'aumento della velocità dell'acqua. Si ha così la mobilitazione di grandi masse di sedimenti, che sono trasportate dalla corrente verso valle e deposte nei punti dove la velocità dell'acqua è minore. Vale la pena di sottolineare che le piene maggiori provocano anche il collasso di opere (difese spondali ponti), le cui macerie finiscono nell'alveo.
Anche il Torrente Tenore di Albizzate, come anche gli altri principali corsi d'acqua, è caratterizzato da regime prevalentemente torrentizio con un intenso trasporto solido durante le piene. Infatti, considerando un battente idrico anche di soli 0.5 m, l'azione di trascinamento risulta, con pendenze pari al 1%, pari a:

$$\tau = \gamma * R * i = \gamma * h * i = 1000 * 0.5 * 0.01 = 5 \text{ kg/m}^2$$

Per una dimensione di 5 cm di diametro (dimensione molto frequente sulla superficie del fiume) il criterio di stabilità di Shields porta, infatti, ad un'azione di trascinamento critica (Θ_c) pari a:

$$\Theta_c = 0.06 * (\gamma_s - \gamma) * d = 0.06 * 1700 * 0.1 = 5.1 \text{ kg/m}^2$$

Ne consegue che la corrente in piena con tempi di ritorno centennali, ha la possibilità di trasportare agevolmente ciottoli di dimensioni centimetriche, come d'altra parte dimostra l'esperienza locale.

CAPITOLO 3 – CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE E PRESCRIZIONI TECNICHE

Alla luce di quanto emerso dal rilevamento di campagna, dall'analisi delle verifiche idrauliche eseguite e dei dati ricavati da lavori precedenti, si ritiene che non esistano fattori idraulici limitanti la prosecuzione dell'esercizio dell'attività dell'ecocentro attualmente esistente.

L'innalzamento massimo previsto, per tempi di ritorno compresi tra i 20 ed i 200 anni, non supera 1 metro e considerato invece che l'ecocentro risulta posto a quote superiori ai 2 metri rispetto alla superficie di scorrimento, non sono presenti rischi di tipo idraulico.

Al fine di tutelare l'incolumità dell'utente, si prescrive quanto segue:

- I materiali conferiti dovranno essere debitamente contenuti in cassoni e/o contenitori al fine di evitare l'accidentale asportazione in occasione di eventi atmosferici estremi;
- Le scarpate dell'Ecocentro dovranno essere tenute pulite e sgomberi da materiali che possano essere mobilizzati riducendo la luce libera del ponte sulla strada comunale;
- Eventuali nuovi fabbricati non dovranno porsi trasversalmente alla eventuale corrente principale;
- Dovrà essere favorito il deflusso/assorbimento delle acque di esondazione, evitando interventi che ne comportino l'accumulo;
- gli impianti elettrici dei fabbricati dovranno essere dotati di centralina d'allarme che, in caso di rilevamento della presenza d'acqua, tolga la tensione;
- Gli impianti elettrici dovranno essere progettati e realizzati con un idoneo grado di protezione (preferibilmente IP65).

Il sottoscritto progettista, si riserva in ogni caso la possibilità di modificare le ipotesi fatte nel presente studio, suggerendo eventuali modifiche e/o accorgimenti che si rendessero necessari.

Busto Arsizio, Maggio 2010

Il Progettista
(Dott. Ing. Emilio Magni)

Ing. EMILIO MAGNI N. 789 Ordine Ingegneri Varese

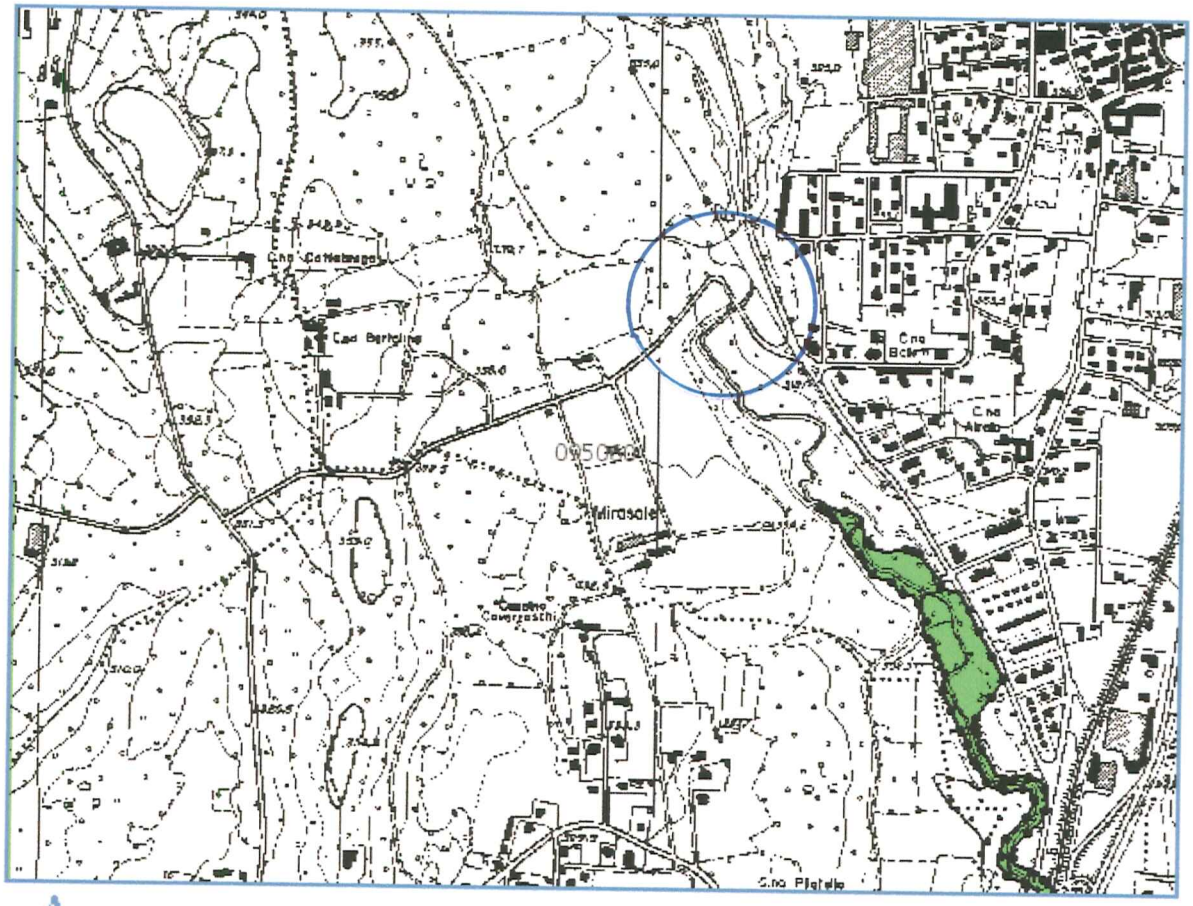
Il Progettista
(Dott. Geol. Cinotti Marco)

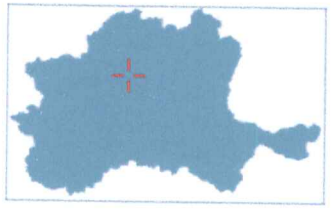
Il progettista
Dott. Geol. Marco Cinotti

ORDINE DEI GEOLOGI della LOMBARDIA
MARCO CINOTTI geologo specialista Albo n. 1290 AP sezione A

Autorità di bacino del fiume Po

Bacino di rilievo nazionale

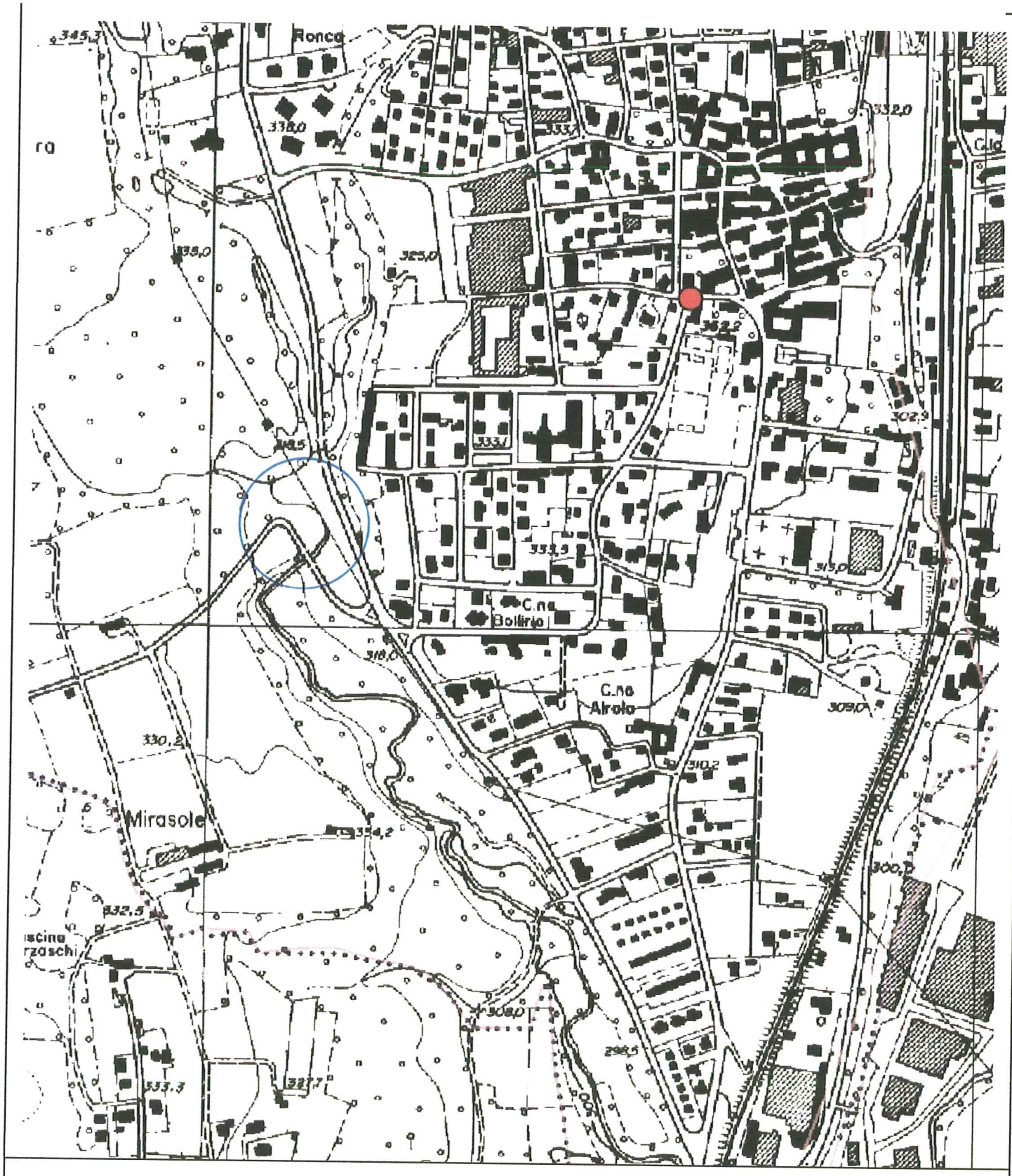




- Quadro d'unione ortofotocarte 1:10000
- Limite del bacino del Po
- Regioni
- Limite fascia C
- Limite fascia B
- Limite fascia A
- Limite fascia BP
- Fascia A

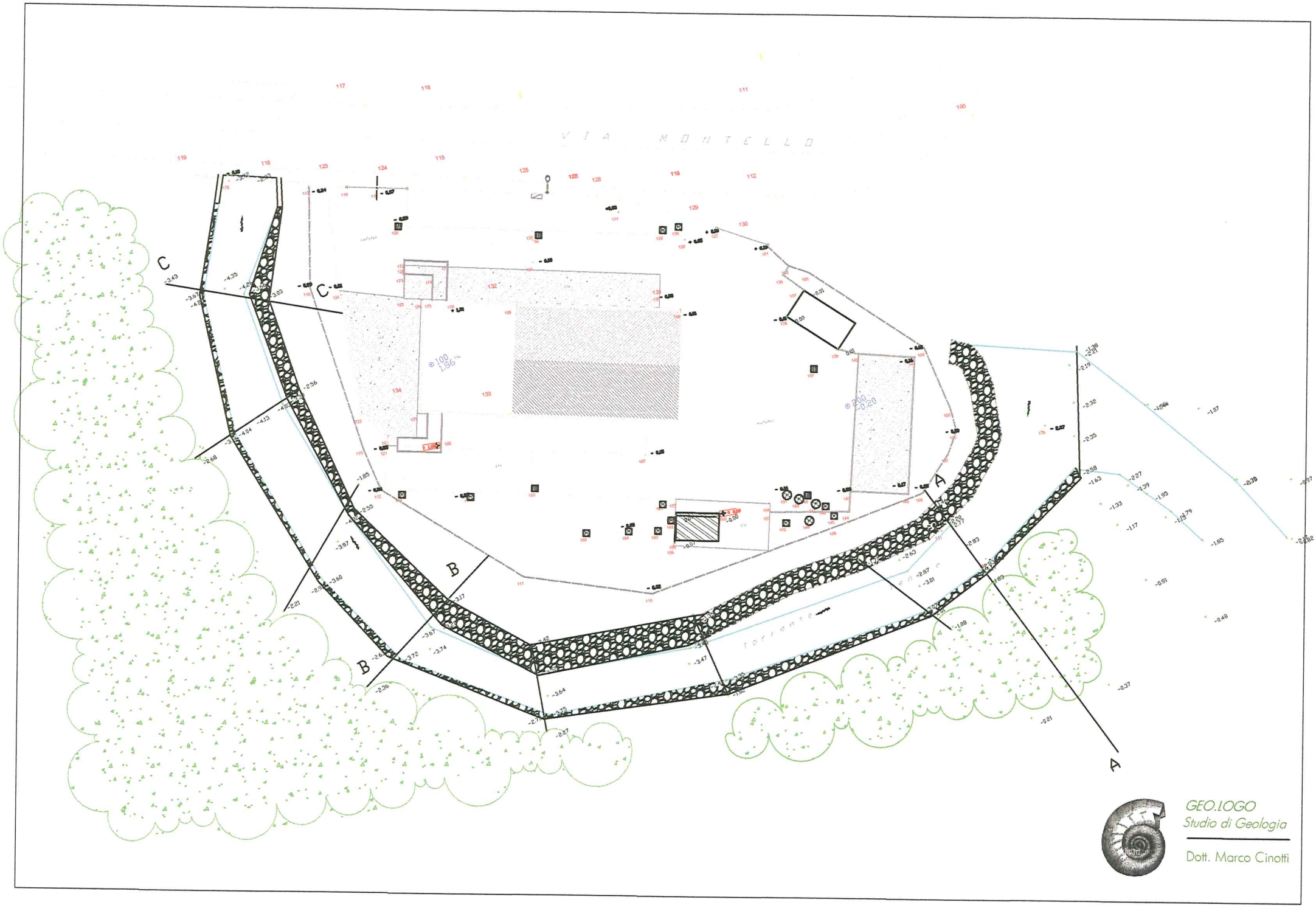
GEOPORTALE della Lombardia

Viewer Geografico



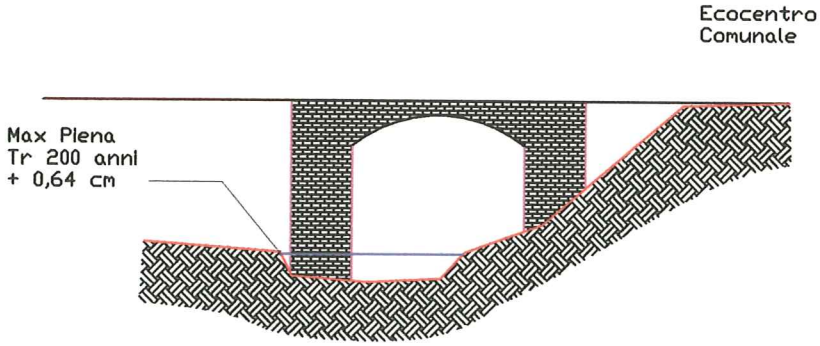
Verifica idraulica ecocentro comunale

© Copyright Regione Lombardia.

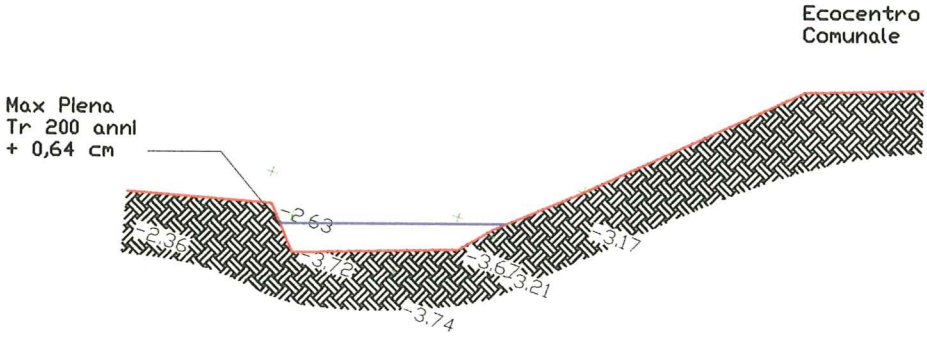
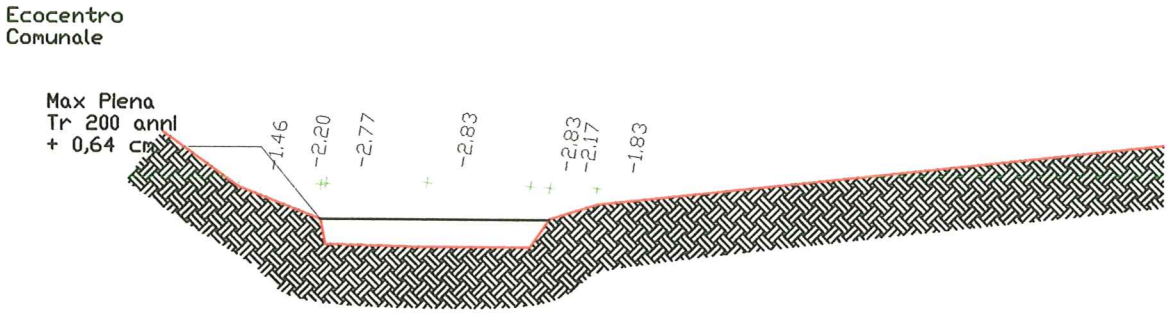

VIA MONTELLO
A
A
B
B
C
C
GEO.LOGO
Studio di Geologia
Dott. Marco Cinotti

GEO.LOGO
Studio di Geologia
Dott. Marco Cinotti

Sezione C - C



Sezione B - B



Sezione A - A