



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

Sinkhole di origine naturale del Friuli Venezia Giulia - relazione tecnica -



**Convenzione per il coordinamento delle
attività finalizzate allo sviluppo delle
conoscenze in materia di *sinkhole* di
origine naturale sul territorio del Friuli
Venezia Giulia**



REGIONE AUTONOMA
FRIULI VENEZIA GIULIA

DIREZIONE CENTRALE AMBIENTE ED ENERGIA
Servizio geologico

CONVENZIONE PER IL COORDINAMENTO DELLE ATTIVITA' FINALIZZATE ALLO SVILUPPO DELLE CONOSCENZE IN MATERIA DI SINKHOLE DI ORIGINE NATURALE SUL TERRITORIO DEL FRIULI VENEZIA GIULIA

Relazione tecnica sulle attività svolte e sui risultati conseguiti

A cura di:

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA)

Dipartimento Difesa del Suolo

Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia (RAFVG)

Direzione centrale ambiente e lavori pubblici

Servizio Geologico

Struttura Operativa del Progetto

Responsabili del Progetto:

ISPRA: dott. geol. Claudio Campobasso

RAFVG: ing. Fabrizio Fattor

Responsabili scientifici:

ISPRA: dott.ssa geol. Stefania Nisio

RAFVG: dott.ssa geol. Chiara Piano

Responsabile Informatizzazione:

ISPRA:

RAFVG dott. geol. Giancarlo Massari

1. PREFERAZIONE

Questa relazione viene redatta nell'ottemperanza delle attività da svolgere nella fase "B – b3" della convenzione per il coordinamento delle attività finalizzate allo sviluppo delle conoscenze in materia di sinkhole di origine naturale sul territorio del Friuli Venezia Giulia stipulata il 2 marzo 2015 con inizio attività il 30 marzo 2016.

Questa convenzione è nata con l'intento di entrambe le parti di ampliare le proprie conoscenze in merito alla localizzazione e alla caratterizzazione dei sinkhole di origine naturale sul territorio della regione Friuli Venezia Giulia.

Si è scelto, quindi, di collaborare per un censimento congiunto di tali fenomeni coordinando l'attività di sviluppo e aggiornamento del Database Nazionale dei Sinkhole con il censimento dei sinkhole di origine naturale della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia. In tal modo viene garantito sia il coordinamento tra le attività di rilevamento e studio di dettaglio sia l'ottimizzazione per il trasferimento delle informazioni.

In particolare le attività sono state così articolate:

- a) fase "A" :
 - a.1. ISPRA, mette a disposizione della Regione la struttura informatica del database e del GIS che costituiscono il "Database Nazionale dei Sinkhole" e denominata "ITA_Sinkhole_DT" ed i dati pregressi in suo possesso;
 - a.2. la Regione provvede al censimento delle informazioni relative a fenomeni di sinkhole sul proprio territorio;
- b) fase "B" :
 - b.1 la Regione mette a disposizione di ISPRA le informazioni e i dati censiti di cui al punto a.2;
 - b.2 ISPRA, nell'ambito delle proprie attività, verifica i dati di cui al punto b.1 e fornisce alla Regione assistenza tecnica al fine di assicurare il trasferimento nella banca dati nazionale;
 - b.3 l'ISPRA e la Regione elaborano una relazione tecnica sulle attività svolte e sui risultati conseguiti;
- c) fase "C" :
 - c.1 l'ISPRA procede all'aggiornamento del Database Nazionale dei Sinkhole utilizzando i dati risultanti dalle attività effettuate nell'ambito delle fasi A e B.

con le seguenti scadenze:

SOGETTO ESECUTORE	ATTIVITA'	1° quadrimestre	2° quadrimestre	3° quadrimestre	4° quadrimestre	5° quadrimestre	6° quadrimestre
ISPRA	<u>FASE A a.1</u> Condivisione struttura informatica e dati pregressi						
REGIONE AUTONOMA FVG	<u>FASE A a.2</u> Censimento						
REGIONE AUTONOMA FVG	<u>FASE B b.1</u> Condivisione informazioni e dati censiti						
ISPRA	<u>FASE B b.2</u> Verifica dati e assistenza tecnica						
REGIONE AUTONOMA FVG ----- ISPRA	<u>FASE B b.3</u> Relazione tecnica						
ISPRA	<u>FASE C c.1</u> Aggiornamento Database Nazionale dei Sinkhole						

2. INQUADRAMENTO GENERALE DEL FRIULI VENEZIA GIULIA

La Regione Friuli Venezia Giulia si estende dall'arco alpino fino al Mar Adriatico e presenta pertanto un territorio quanto mai articolato e diversificato. Si possono riconoscere infatti diverse unità fisiografiche, decisamente influenzate dall'assetto strutturale. Il territorio regionale è stato distinto (Marinelli, 1888) in unità orografiche aventi ciascuna una propria individualità geografica e geologica. Procedendo da N a S e da W a E, sono (fig.1):

1) la Catena Carnica o Paleocarnica, si estende in senso E-W, si sviluppa dalla "linea della Gail", segmento del "Lineamento Periadriatico" in territorio austriaco, fino all'allineamento rettilineo delle valli Pesarina, Calda, Pontaiba, Pontebbana, alto Fella. È costituita quasi esclusivamente da terreni paleozoici;

2) le Alpi Carniche Meridionali (o Alpi Tolmezzine) situate a S della precedente unità fino all'alto corso del Tagliamento, sono costituite in prevalenza da terreni medio-triassici poggiati su una base permo-triassica;

3) le Alpi Giulie, sono delimitate ad occidente dalle Alpi Carniche, dalle quali sono separate dal basso corso del T. Fella, e a settentrione dalla Catena Paleocarnica fino alla Val Resia, impostata sull'omonima linea tettonica. Sono il dominio di prevalenti rocce triassiche con particolare sviluppo delle piattaforme carbonatiche ladino-carniche e noriche;

4) le Prealpi Carniche, si sviluppano a meridione del percorso montano del Tagliamento fino ai rilievi che si affacciano sull'alta Pianura friulana occidentale. Sono dominanti le rocce mesozoiche e cenozoiche fino ai depositi miocenici di molassa affioranti solo in questa unità orografica;

5) le Prealpi Giulie, prosecuzione orientale delle precedenti, ma con successioni mesozoiche non sempre simili, presentano il maggior sviluppo delle unità silicoclastiche eoceniche ed assenza dei depositi di molassa neogenica;

6) l'Anfiteatro morenico o tilaventino (dal nome romano del Tagliamento), situato allo sbocco in pianura del maggior fiume regionale, e formato, nelle sue espressioni più superficiali, dai depositi derivanti dall'avanzata e successivo ritiro del grande ghiacciaio würmiano;

7) la Pianura Friulana, prosecuzione orientale di quella veneta, estesa dal piede dei rilievi prealpini fino alla linea di costa dell'Adriatico. È divisa in Alta e Bassa Pianura dalla "linea delle risorgive" (o dei fontanili) che, con l'affiorare della falda freatica più superficiale, marca la separazione fra i depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi e quindi permeabili, sviluppati a settentrione, da quelli più meridionali sabbioso-limosi e limoso-argillosi, meno permeabili.

8) il Carso, marcato dal basso corso del Fiume Isonzo al suo margine nord-occidentale ed esteso ad oriente fino alla costiera triestina-monfalconese ed al confine italo-sloveno (talora distinto dalla struttura del M. Ermada in Carso goriziano, o monfalconese, e Carso triestino). È costituito esclusivamente da calcari di piattaforma cretaci e paleocenici con lembi di copertura di flysch eocenico.



fig. 1 Unità orografiche del Friuli Venezia Giulia (Marinelli, 1888, modificato Carulli, 2000)

2.1. Inquadramento geologico

2.1.1. La successione paleozoica

(tratta da Vai, Spalletta e Pondrelli, 2002; Venturini, 2002, 2006; Venturini *et alii*, 2010; Carulli, 2006; semplificata e modificata da Podda, 2010)

La Catena Paleocarnica è il settore di dominio delle rocce paleozoiche, talora particolarmente ricche di fossili, la cui successione completa (fig. 2) va dall'Ordoviciano al Permiano inferiore ed ha uno spessore di circa 7.000 - 8.000 metri.

L'orogene è costituito da tre unità litologiche ben distinte:

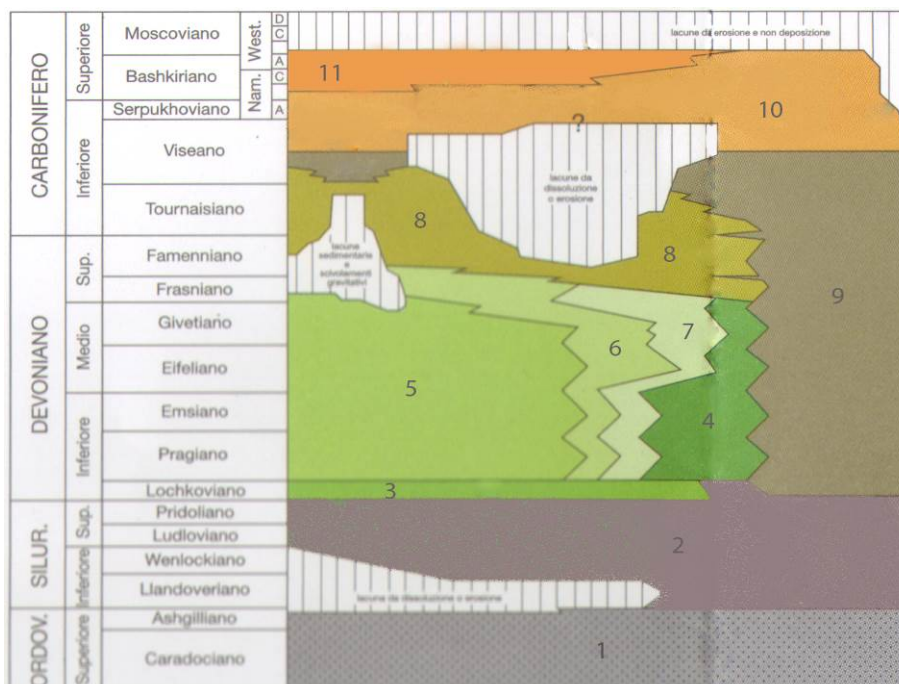
- un basamento ercinico metamorfico affiorante nell'area nord-occidentale della regione;
- una successione ercinica non metamorfica;
- una successione tardo-ercinica chiamata Supergruppo di Pontebba.

Il basamento ercinico metamorfico è circoscritto all'area a Nord di Forni Avoltri, qui si rinvencono le uniche rocce metamorfiche presenti in regione costituite in prevalenza da metagrovacche di color verdastro (**Formazione di Fleòns**) e da metareniti, filladi, quarziti e argilloscisti (**Formazione della Val Visdende**).

Nel loro insieme queste rocce hanno un'età compresa fra il Siluriano ed il Devoniano medio-superiore.

La successione ercinica non metamorfica costituisce gran parte della Catena Paleocarnica, affiorando dal tarvisiano, a Est, fino all'alto corso del Torrente Degano, a Ovest. Ha un'età compresa fra l'Ordoviciano superiore ed il Carbonifero superiore e lo spessore è di circa 5.000 metri. A questa successione appartiene la formazione più antica presente in regione che è la **Formazione di Uqua** (fig. 2 - 1) o di Uggwa, datata con precisione all'Ordoviciano superiore per il suo contenuto fossilifero (briozoi, trilobiti, brachiopodi, conodonti, crinoidi). È costituita da siltiti grigio verdastre con associate arenarie, passanti verso l'alto a calcareniti.

Al di sopra si rinvencono le litologie del Siluriano inferiore, molto fossilifere (crinoidi, trilobiti, conodonti) che, in



base agli schemi stratigrafici più aggiornati (Vai, Spalletta e Pondrelli 2002, Venturini 2002, Venturini 2006; Venturini *et alii* 2010, Carulli, 2006), si presentano prevalentemente in facies bacinale molto profonda (argilliti a graptoliti). Successivamente, nel Siluriano superiore, esse si intercalano ai calcari a Orthoceras, anch'essi molto fossiliferi, per uno spessore complessivo

fig. 2 Successione ordoviciano -carbonifera (da Spalletta, Venturini & Pondrelli. 2001)

della successione siluriana dei **calcari a Orthoceras e argilliti a graptoliti** (fig. 2 – 2) inferiore a 50 metri.

Nel Devoniano inferiore s'individuano tre facies: le facies carbonatiche di piattaforma esterna e pelagica, in parte rappresentate dai **calcari del Rauchkofel** (fig. 2 – 3) e in parte dai **calcari di Cuestalta** (fig. 2 – 4), d'età compresa fra il Devoniano Sup. ed il Carbonifero Inf.; le facies carbonatiche di acque poco profonde dei **calcari del M. Coglians** (fig. 2 – 5), spettacolari scogliere biocostruite; e quelle di transizione corrispondenti alle **calciruditi del Freikofel** (fig. 2 – 6) ed alle **calcareniti di Pal Grande** (fig. 2 – 7).

Nel Devoniano medio - superiore inizia un'attività tettonica distensiva sinsedimentaria (fase iniziale di *rifting*) che porta alla frammentazione delle scogliere ed al loro definitivo annegamento.

Le facies dominanti in questo periodo sono rappresentate dai **calcari di Pramsoio** (fig. 2 – 8), calcari pelagici a climenie e goniatiti (le prime forme arrotolate di ammonoidi) d'età compresa fra il Devoniano Sup. ed il Carbonifero Inf., e dalle **radiolariti del Rio Canaletta** (fig. 2 – 9), radiolariti e peliti silicee che perdurano fino al Carbonifero inferiore. Il loro spessore si aggira sui 200 metri.

Mentre continua la fase di *rifting*, sopra le radiolariti si deposita il cosiddetto "flysch ercinico" con uno spessore complessivo di circa 2000 metri. Esso è costituito da due unità litostratigrafiche: la **Formazione del Hochwipfel** (fig. 2 – 10) e la **Formazione del Dimon** (fig. 2 – 11), entrambe del Carbonifero superiore. La prima è costituita da silico-clastiti prevalentemente fini, interpretate come torbiditi, alla cui base però si rinvengono spesso brecce, conglomerati e megabrecce (olistostromi); mentre la seconda è caratterizzata da vulcanoclastiti quali brecce, tufiti, ialoclastiti, e da rocce vulcaniche basiche come diabasi e lave a cuscino. A queste litologie talora si aggiungono anche arenarie e argilliti rosso-verdastre.

Termina così nel Carbonifero superiore (Westfaliano) la sequenza ercinica, interrotta da una fase diastrofica compressiva dell'omonima orogenesi, che porta all'emersione della Catena Paleocarnica e all'inizio della successione tardo-ercinica del permo-carbonifero chiamata **Supergruppo di Pontealba** (Vai et alii, 1980;

Venturini, 1990) (fig.3 – 1a, 1b, 2, 2a, 2b, 2c, 3).

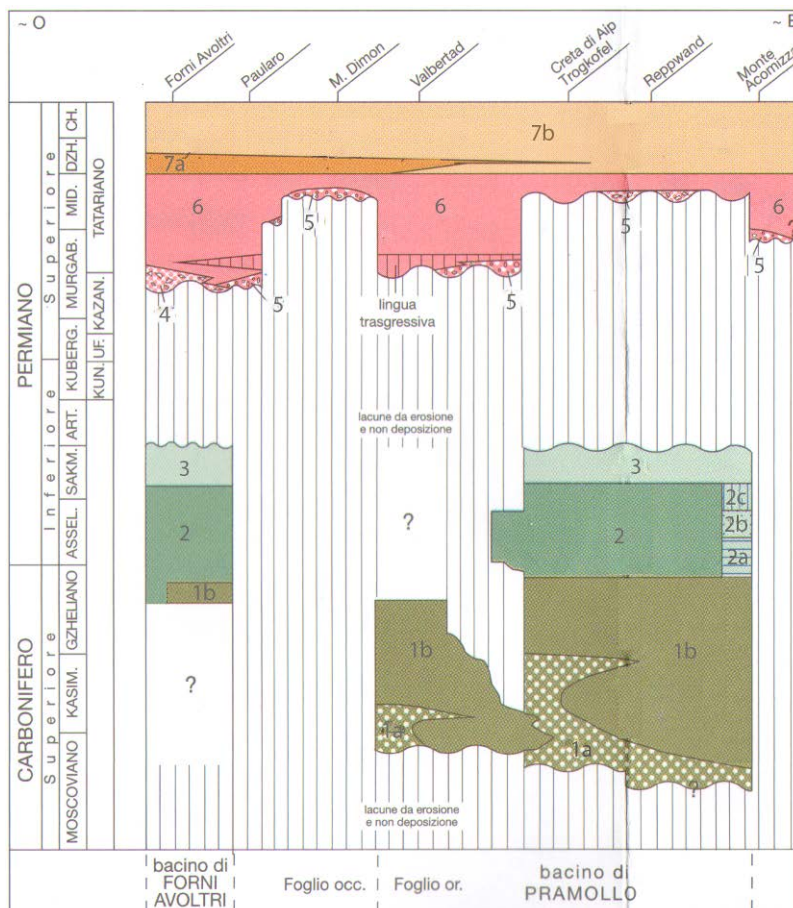


fig. 3 Successione permo-carbonifera e permiana (da Venturini, 2002)

La sequenza permo-carbonifera è formata da alternanze di depositi continentali, deltizi e di mare basso o limitatamente profondo in facies terrigene o carbonatiche, che si sovrappongono ad una unità clastica basale. Possiede marcate variazioni laterali di spessore, con minimi di 100 metri e massimi di 1.500 metri, ed è datata dal Carbonifero superiore al Permiano inferiore.

La prima unità, a carattere discontinuo, prende il nome di **Formazione di Bombaso**

(Venturini, 1990) (fig.3 – 1a), formata dal materiale smantellato dall'emersa Catena Paleocarnica, ovvero da sedimenti clastici arenacei, pelitici e conglomeratici quarzosi.

La transizione superiore avviene con le cinque unità del **Gruppo di Pramollo** (Venturini, 1991 *cum bibl.*) (fig.3 – 1b), denominate nell'ordine: Formazione del Meledis, del Pizzul, del Corona, dell'Auernig e del Carnizza, in cui si alternano arenarie, argilliti, siltiti e conglomerati intercalati subordinatamente a calcari bioclastici per uno spessore di circa 1.200 metri. In questo gruppo si rinvennero spesso resti di brachiopodi, trilobiti, coralli e crinoidi.

Nel successivo **Gruppo di Rattendorf** (Carbonifero sup.-Permiano inf.) (fig.3 – 2) si affermano le facies carbonatiche. Il Gruppo, potente complessivamente 400 metri circa, è composto da tre unità:

- la **Formazione a Pseudoschwagerina inferiore** (fig.3 – 2a), formata da calcari organogeni massicci, biocostruiti, alternati a calcari bioclastici stratificati;
- la **Formazione di Val Dolce** (fig.3 – 2b), caratterizzata da un'elevata componente terrigena quarzosa;
- la **Formazione a Pseudoschwagerina superiore** (fig.3 – 2c), costituita da calcari massicci alternati a biomicriti ben stratificate ad alghe e foraminiferi.

La sequenza permo-carbonifera pontebbana si chiude con i depositi del Permiano inferiore attribuiti al **Gruppo del Trogkofel** (fig.3 – 3), le cui litologie principali sono rappresentate dagli omonimi calcari massicci di scogliera biocostruita, ricchi di fusulinidi, coralli, brachiopodi, crinoidi ed alghe.

Alla sequenza paleozoica segue quella permo-triassica che può essere divisa in successione permo-anisica, anisico-ladinica ed in ladino-retica.

2.1.2. La Successione permo-anisica

(tratta da Venturini, 2002, 2006; Venturini et alii, 2010; semplificata e modificata da Podda, 2010)

La successione permo-anisica affiora nelle Alpi Carniche più settentrionali (Carnia e Tarvisiano) e ricopre con netta discordanza il substrato ercinico deformato ed i depositi permo-carboniferi, limitatamente ai settori dove questi si sono depositati. Le prime due unità appartenenti a questa successione sono formate da prevalenti ruditi potenti fino ad una sessantina di metri. Sono denominate rispettivamente **Breccia di Tarvisio** (fig.3 – 4), quando la composizione dei clasti è in prevalenza carbonatica e, in caso diverso, **Conglomerato di Sesto** (fig. 3 - 5).

Per entrambe le unità l'ambiente di deposizione era continentale, con piccoli conoidi alluvionali i cui ventagli detritici si allargavano nell'antistante pianura alluvionale dove i depositi grossolani s'indentavano ai caratteristici sedimenti rossi pelitici ed arenitici appartenenti alle adiacenti e successive **Arenarie di Val Gardena** (fig.3 – 6), che presentano spessori variabili compresi tra 30 + 40 metri e 250 metri (Venturini, 1986, 1990). La formazione è ricoperta dai sedimenti evaporitici lagunari (gessi) e carbonatici di mare basso (dolomie nere, dolomie calcaree nocciola e calcari neri ricchi in alghe e microfossili) della **Formazione a Bellerophon** (Permiano superiore alto) (fig.3 – 7a e b).

I litotipi gessosi, alternati a livelli di dolomie nere (facies "fiammazza" Auct.), caratterizzano il **Membro a gessi e dolomie nere** (fig.3 – 7a) che occupa, ove presente, la parte inferiore dell'unità. Il suo spessore non è valutabile con precisione a causa della tettonizzazione subita durante le compressioni alpine, ma si può stimare maggiore di 60 metri.



fig. 4 Successione scitico - carnica (da Venturini, 2002)

Verso l'alto queste litologie passano per rapida alternanza a quelle del **Membro a dolomie e calcari neri** (facies "badiota") (fig.3 - 7b) potente circa 200 metri. Questo membro è caratterizzato inizialmente da calcari dolomitici, dolomie calcaree, dolomie a stratificazione sottile e subordinate dolomie vacuolari, per complessivi circa 100 metri. Chiudono il membro, e quindi la formazione, circa 90 metri di calcari neri, frequentemente bioclastici, con foraminiferi, gasteropodi, lamellibranchi e alghe, in strati decimetrici occasionalmente intercalati a sottili livelli marnosi.

Il passaggio alla successiva unità di età scitica, denominata **Formazione di Werfen**, è pressoché coincidente con il limite Permiano-Triassico (fig. 4 - 1). Nelle Alpi Carniche lo spessore della formazione si attesta sui 700 metri. I sedimenti dell'unità sono in gran parte calcarei, ma nella parte intermedia della

formazione si intercala un potente orizzonte rosso (200 metri) costituito da areniti e peliti (Membro di Campil).

Al di sopra di questa formazione si passa ai termini anisici fortemente influenzati da una vivace tettonica sinsedimentaria. La transizione dalla Formazione di Werfen alla successiva **Formazione di Lusnizza** (fig. 4 - 2), di età anisica basale, avviene quindi per sovrapposizione netta o per interdigitazione. Tale formazione è costituita da dolomie e dolomie calcaree di piattaforma con spessori dai 35 m ai 100 m, a cui segue la **Dolomia del Serla inferiore** (fig. 4 - 3), costituita da dolomie e calcari dolomitici nettamente stratificati, spesso vacuolari o brecciati.

Nell'Anisico superiore si sovrappose la **Formazione del Serla superiore** (fig. 4 - 4). Questa unità costituisce il primo corpo triassico di "scogliera" (piattaforma-barriera) dell'area carnico-dolomitica. È formata da dolomie e calcari dolomitici compatti, in banchi mal stratificati di 0,5 ÷ 1,0 m., con potenze complessive che possono superare i 200 metri ma che in certi settori si annullano per chiusura laterale.

Tre distinte successioni di impulsi tettonici hanno prodotto altrettante sequenze tettono-sedimentarie, tanto nel settore dolomitico quanto in quello carnico e giulio, individuate stratigraficamente nel **Gruppo di Braies** (fig. 4 - 5).

Specificatamente le prime due serie di impulsi sono rappresentati dal **Subgruppo del Col dei Mirtilli** (fig. 4 – 5a). La prima serie di impulsi tettonici avvenne nell'Anisico inferiore generando in Carnia (Val Pesarina) un sottilissimo episodio ruditico, il **Conglomerato di Piz da Peres** (fig. 4 – 5a), eteropico e coevo con pochi metri di carbonati ascrivibili alla Dolomia del Serla inferiore. La seconda serie d'impulsi ha sviluppato una superficie erosiva suturata dal **Conglomerato di Voltago** (fig. 4 – 5a), formato da apporti terrigeni di varia granulometria. In Carnia questa unità ruditica è conosciuta anche come breccia di Ugovizza s.l. (Assereto e Pisa, 1978), mentre nel Tarvisiano è denominata conglomerato del Rio Senata (Farabegoli et alii, 1985).

Nell'area friulana tali apporti s'indentano, sia lateralmente che verticalmente, con le dolomie ed i calcari dolomitici stratificati della Dolomia del Serla inferiore che su vasti settori del territorio le sostituisce completamente.

Il Conglomerato di Voltago passa ai calcari neri lagunari ben stratificati della **Formazione di Agordo** (fig. 4 – 5a), mentre laddove la tettonica sinsedimentaria ha causato il rapido annegamento della piattaforma affiora la **Formazione di Dont** (fig. 4 – 5a), unità costituita da litologie eterogenee, in prevalenza carbonatiche, sia intrabacinali sia terrigene, ed eteropica sia alla Formazione del Serla superiore sia alle coeve unità del Gruppo di Braies.

La terza ed ultima successione di impulsi tettonici anisici ha dato luogo ai maggiori effetti erosivo-deposizionali: la superficie erosiva venne rivestita da sedimenti terrigeni fluvio-deltizi passanti a depositi calcarei lagunari. I primi corrispondono al **Conglomerato di Richthofen** (fig. 4 – 5b), che raggiunge i massimi di spessore (250 metri) nel Tarvisiano dove è noto come **Breccia di Ugovizza II** (Assereto e Pisa, 1978). I sedimenti lagunari che lo ricoprono sono i **Calcari di Morbiac** (fig. 4 – 5c), localmente definiti con i termini informali di calcari del Monte Tuglia (Farabegoli e Levanti, 1982), calcari di Pontebba (Fois e Jadoul, 1983), e calcari nodulari (Venturini, 1990).

Quest'ultima serie di impulsi tettonici anisici ha determinato, parallelamente ai locali sollevamenti verticali, anche la tendenza allo sprofondamento di vaste zone. In esse si depositarono sottili unità bacinali, rappresentate dalle **Formazioni del Monte Bivera e dell'Ambata** (fig. 4 – 5d, 5e). La prima ha uno spessore di alcuni metri ed è costituita da calcari, calcari marnosi nodulari, marne e siltiti, in gran parte di colore rossastro. La seconda è formata da alcune decine di metri di calcari micritici fittamente stratificati, con rare e sottili intercalazioni tufitiche ed è coeva ai Calcari di Morbiac.

Ad essa seguono, tra la Valle del But e Pontebba, le **Torbiditi d'Aupa** (Jadoul e Nicora, 1979) (fig. 4 - 6), la cui età sembra estendersi sino alla parte basale del Ladinico inferiore. Sono costituite da un'alternanza di marne, calcari arenacei, peliti, areniti torbiditiche e rari olistostromi carbonatici da frana sottomarina, ed hanno spessori massimi di 350 metri.

2.1.3. La successione anisico-ladinica

(tratta da Venturini, 2002, 2006; Venturini et alii, 2010; semplificata e modificata da Podda, 2010)

I terreni appartenenti a questo intervallo temporale sono quelli che più caratterizzano l'area montana della regione, in quanto affiorano estesamente nelle Alpi Giulie e nelle Alpi Carniche meridionali.

Durante l'intervallo anisico sup.-ladinico il comparto carnico-giulio e quello dolomitico segnarono lo sviluppo e la proliferazione di una serie di piattaforme carbonatiche. La stratigrafia di questo intervallo appare dunque complicata dagli irregolari e complessi rapporti spazio-temporali tra depositi bacinali (e/o di altofondo strutturale) e corpi di scogliera s.l. che si possono presentare saldati uni sugli altri a costituire talora un corpo

unico: la piattaforma carbonatica indifferenziata. Tale litosoma carbonatico costituisce il **gruppo del M. Siera** (Venturini *et alii*, 2010) (fig. 4 - 7) che secondo una stratigrafia di dettaglio comprende la **Formazione del Contrin** (Anisico sup.) la **Formazione dello Sciliar**, di età ladinica, i **calcari dolomitici del Monte Tiarfin**, anch'essi ladinici e, dove non distinguibile e separabile, la **Dolomia Cassiana** (Carnico inf.), per un spessore complessivo superiore agli 800 metri.

Movimenti sinsedimentari localmente e precocemente annegano tale corpo di piattaforma formando alti strutturali su cui giacciono i calcari rossi ad ammoniti (**Calcari del Clapsavon**) (fig. 4 - 8), formazione che si estende per gran parte del Ladinico.

Salendo stratigraficamente il gruppo del M. Siera passa, per eteropia laterale o sostituzione verticale, ai depositi della **formazione di Buchenstein** (Ladinico inf.) (fig. 4 - 9) ed a quelli della **formazione di Wegen-La Valle** (fig. 4 - 11).

La **Formazione di Buchenstein** (Fm. di Livinallongo) (fig. 4 - 9), a cui, nella nostra regione, vengono accorpate anche le arenarie di Zoppè e la formazione dell'Acquatona, è formata da un insieme di litologie che si alternano in modo vario ed irregolare. Generalmente si riconoscono cinque associazioni litologiche: calcari (tipiche della Fm. di Buchenstein e, subordinatamente della fm. dell'Acquatona), lutiti silicee (pietra verde *sensu* Pisa, 1972), areniti e peliti torbiditiche (arenarie di Zoppè), tufiti basiche e vulcanoclastiti risedimentate per uno spessore complessivo molto variabile da 0 a 200 metri.

La presenza della fm. dell'Acquatona è testimonianza dell'ultima fase trasgressiva del Ladinico, mentre le tufiti basiche rilevano un incremento dell'attività tettonica sinsedimentaria che culmina con le vulcaniti a chimismo basico (basalti e ialoclastiti) affioranti nella zona di Forni di Sopra ed appartenenti alle **formazione di M. Fernazza** (Ladinico sup.) (fig. 4 - 10).

In sovrapposizione a queste effusioni vi è la **formazione di Wegen-La Valle** (Formazione di Wengen Auct., Ladinico sup.) (fig. 4 - 11) con litologia prevalente formata da alternanze di marne nerastre e calcari sottilmente stratificati, con livelli arenitici a caratteri torbiditici a testimonianza di un possibile ambiente bacinale instauratosi a seguito dell'ultima trasgressione precedentemente descritta.

Nelle Alpi Giulie meridionali è presente un importante episodio vulcanoclastico riolitico-riodacitico del Ladinico inferiore: le **Vulcaniti di Riofreddo**, i cui depositi terrigeno-tufitici e piroclastici di tipo ignimbrico raggiungono i 150 metri di spessore.

2.1.4. La successione ladino-retica

(tratta da Venturini, 2002, 2006; Venturini *et alii*, 2010; Ponton, 2002; Zanferrari *et alii*, 2013; semplificata e modificata da Podda, 2010)

Nel Carnico inferiore si ha lo sviluppo della potente piattaforma carbonatica in banchi della **Dolomia Cassiana** (fig. 4 - 13). In Val D'Aupa ha uno spessore di 150 metri e copre le sequenze terrigeno-carbonatiche della formazione di Wegen-La Valle e della **Formazione S. Cassiano** (Carnico inf.) (fig. 4 - 12), ovvero l'equivalente bacinale dell'omonima dolomia. Mentre l'equivalente lagunare, ovvero la **formazione della Val Degano** (fig. 4 - 14), ricopre in paraconcordanza il gruppo del M. Siera con notevoli spessori (fino a 300 ÷ 400 metri) di calcari neri e marne che presentano anche intercalazioni di carbone e tufiti legate all'ultima fase vulcanica triassica.

Nel Carnico, all'estremo occidentale della Carnia e nelle Alpi Giulie, sul margine della "Dolomia Cassiana" e verso il bacino si trova la **formazione di Dürrenstein** (Venturini et alii, 2010) (fig. 4 - 15) o **formazione di Heiligkreuz** (Zanferrari et alii, in stampa), in cui nell'area occidentale, si distinguono due litofacies stratigraficamente sovrapposte: facies ad areniti, marne e calcari e facies a marne, calcari e dolomie.

Al di sopra la successione del Carnico superiore che viene attualmente riconosciuta come **formazione di Raibl** (Venturini et alii, 2010) (fig. 4 - 16), ereditando il nome dalla località di Raibl (Cave del Predil) dove invece venne istituito il Gruppo di Raibl (Assereto et alii, 1968), comprensivo di tutte le unità carbonatico-terrigene di età carnica, o **formazione di Travenanzes** (Zanferrari et alii, in stampa).

La sezione tipo della formazione di Raibl (o formazione di Travenanzes) è una sequenza trasgressiva caratterizzata da: membro a peliti rosse, membro a gessi e dolomie grigie e membro a dolomie e marne. Lo spessore totale è estremamente variabile, infatti ha il suo massimo sviluppo in tutto il settore centro-occidentale della Carnia con caratteristiche simili in quasi tutte le Alpi Meridionali orientali e può raggiungere e in alcuni casi superare i 900 metri, mentre verso Est, nel gruppo del Monte Mangart e in Slovenia, si azzerava.

Alla fine del Carnico in tutta l'area friulana s'instaurano, nell'ambito di un'estesa rampa carbonatica, ambienti di mare sottile a circolazione ristretta rappresentati dal **membro del Monticello** (fig. 5 - 1), dolomie grigie inizialmente intercalate con livelli pelitici e con spessori che vanno dai 500 metri della Val Cellina ai 100 ÷ 200 metri delle zone nord-orientali, il cui tetto è probabilmente del Norico inferiore. Tale membro costituisce il livello basale della **Dolomia Principale** (fig. 5 - 2), che, nel Norico, lo sostituisce laddove si imposta la piattaforma carbonatica. Essa è costituita dai più classici ciclotemi peritidali di piattaforma carbonatica (facies micritiche subtidali a *Megalodon gümbeli*, facies stromatolitiche inter-sopratidali e brecce) ed è presente quasi ovunque con potenti spessori variabili da 800 a 2.200 metri.

Mentre nella porzione intermedia della successione, ovvero nel **membro della dolomia del Resartico**, all'interno di dolomie subtidali bituminose compaiono facies decisamente anossiche quali laminiti organiche.

Nelle Prealpi Carniche settentrionali tra Forni di sopra e Tolmezzo, si sviluppa la **dolomia di Forni** (fig. 5 - 3), una litofacies potente 700 ÷ 800 metri di dolomie grigio-scure, fittamente stratificate, selciferi alla base con frequenti livelli pelitici. Essa poggia al di sopra del membro del Monticello ed è eteropica alla Dolomia Principale.

Il Retico in facies di piattaforma è costituito dalla ben nota formazione del **calcare di Dachstein** (fig. 5 - 4). Si presenta con le medesime facies della Dolomia Principale, solamente di natura calcarea. Inoltre, presenta grossi esemplari di *Megalodonti*. Lo spessore della formazione si riduce procedendo da Est (circa 800 metri sul Monte Canin) verso Ovest (circa 50 metri sul versante occidentale del Monte Valcalda), fino ad azzerarsi nelle Prealpi Carniche occidentali. Lo spessore si riduce anche da Nord verso Sud dove la formazione scompare e la Dolomia Principale si sviluppa fino al Retico, come avviene ad esempio sul Monte Cuar e sul Monte Raut. Il corrispondente bacinale del Calcare del Dachstein è il **calcare di Chiampomano** (Ponton e Podda, 1995) (fig. 5 - 5), presente in limitati settori delle Prealpi Carniche. È costituito da calcari micritici nerastrati e calcareniti, spesso interessati da *slumping*. Poggia sulla Dolomia di Forni e verso il bacino aperto a Nord (Bacino Carnico), passa a calcari selciferi. Costituisce un'unità d'età retica potente fino a 450 metri.

2.1.5. La sequenza giurassico-paleogenica

(tratta da Tunis e Venturini, 2002; Carulli, 2006; Cucchi e Piano, 2013; Zanferrari et alii, 2013; semplificata e modificata da Podda, 2010)

Questa sequenza è rappresentata essenzialmente da rocce carbonatiche, talora con selce, solo al termine del Cretacico e nel Paleocene-Eocene si osservano potenti depositi terrigeni marnoso-arenacei. Nel Lias vaste aree della piattaforma peritidale tardo-triassica iniziano a sprofondare, individuando così due domini paleogeografici principali: la Piattaforma Friulana, nelle Prealpi e nel Carso, ed i Bacini Bellunese a Nord-Ovest e Giulio a Nord - Est; si può quindi distinguere una successione di piattaforma, ed una successione di bacino.

Depositi di piattaforma carbonatica

Vengono descritte le principali unità litostratigrafiche della piattaforma friulana. La prima unità è quella del **Gruppo dei Calcari Grigi del Friuli** del Lias inferiore-medio p.p.. In regione è presente soltanto l'unità inferiore chiamata **Formazione di Monte Zugna** (fig. 5 - 6). Essa affiora in gran parte nell'area prealpina carnica e giulia. L'unità può raggiungere spessori massimi variabili da 200 metri (Monte Cuar) a più di 500 metri (Monte Raut, Monte Piciat). La successione è costituita inferiormente da micriti grigio-nocciola, a volte bioclastiche ed oolitiche, in strati e banchi da 30 centimetri ad 1 metro di spessore, alternati a livelli centimetrico-decimetrici di stromatoliti; superiormente la successione continua con prevalenti calcari oolitici, intraclastici e bioclastici biancastri che localmente ed informalmente sono stati chiamati "calcari oolitici di Stolaz" (Lias p.p.). L'unità in esame è in eteropia, verso il bacino, con la Formazione di Soverzene.

La successione carbonatica di piattaforma, durante il Dogger-Malm-Cretacico inferiore, prende il nome di **Calcarea del Cellina** (fig. 5 - 7). Si tratta prevalentemente di calcari micritici grigio-brunastri ben stratificati, con scarsi macrofossili, con frequenti strutture di emersione, talora con breccie ed argille residuali, e sporadiche stromatoliti, anche se durante parte del Berriasiano-Valanginiano (Cretacico inf.), in corrispondenza delle aree di margine (Valle dello Iudrio, Monti La Bernadia) si sono sviluppati corpi carbonatici bioclastici a molluschi e coralli. Tali depositi sono stati riconosciuti nel sottosuolo con il termine informale di Calcari di S. Donà, il cui spessore complessivo dovrebbe aggirarsi sul migliaio di metri.

Durante buona parte del Giurassico superiore, lungo il margine della piattaforma si è sviluppata un'imponente scogliera (fig. 5 - 8), costituita da idrozoi e da coralli (**calcari ad Ellipsactinie** dell'Oxfordiano p.p.-Kimmeridgiano) (fig. 5 - 8) progredente verso i quadranti settentrionali, attualmente esposta al Monte Prat e sul versante orientale del Cansiglio; per quest'ultima località, vista la prevalenza di coralli, viene talora utilizzato il termine di **calcari di Polcenigo** (fig. 5 - 8). La sostanziale assenza di stratificazione rende difficile la stima della potenza, che orientativamente dovrebbe

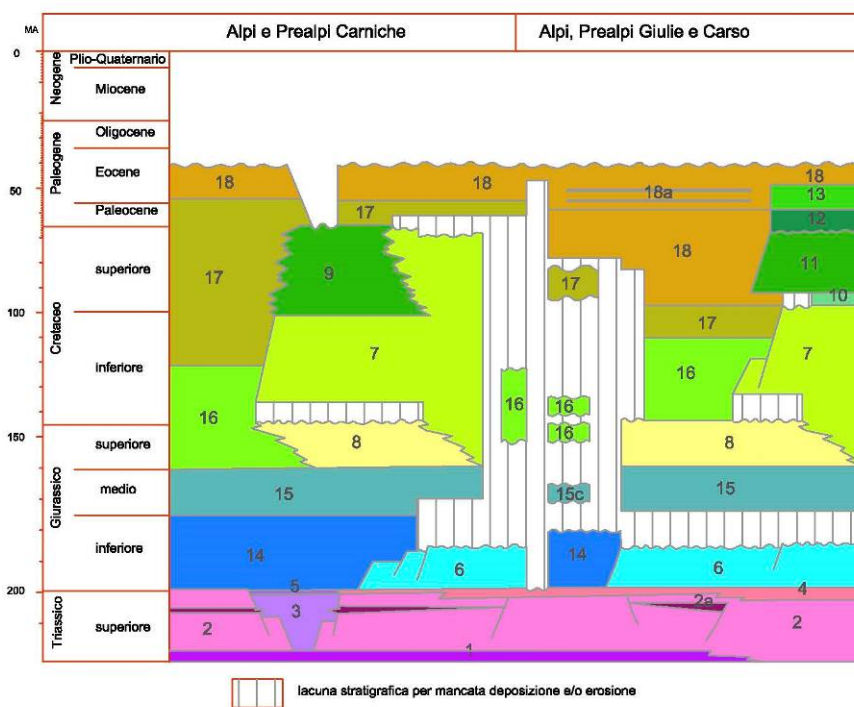


fig. 5 Schema stratigrafico della successione retico - eocenica (da Carulli, 2006)

superare i 600 metri.

A partire dall'Albiano si può distinguere una nuova unità litostratigrafica ed è quella dei **calcari di Monte Cavallo** (Albiano-Maastrichtiano) (fig. 5 - 9), costituita da abbondanti resti organogeni rappresentati in particolare da rudiste. Lo spessore massimo dell'unità dovrebbe essere intorno ai 600 metri e le località tipo sono le zone del Cansiglio-Cavallo e del Ciaulec.

Un altro settore in regione in cui si ritrova in affioramento una piattaforma carbonatica cretacico-eocenica inferiore è quello del Carso triestino e goriziano. La successione è composta da diverse formazioni istituite informalmente.

I primi termini affioramenti in territorio italiano appartengono al **calcare di Monte Coste** (Aptiano inf. p.p.-Albiano sup.) (fig. 5 - 7). Questa unità, la cui base affiora in Slovenia, è caratterizzata da calcari scuri ben stratificati con associazioni di facies a carattere ciclico, tipiche di un sistema deposizionale di piattaforma peritidale. Nel tratto superiore della successione albiana sono presenti dolomicriti e calcari dolomitizzati e rari floatstone a rudiste (Requienidi).

Segue la **formazione di Monrupino** (Cenomaniano) (fig. 5 - 10), costituita inizialmente da calcari, calcari dolomitici e dolomie di colore grigio scuro (membro dolomitico) e verso l'alto da calcari bioclastici con rudiste e lamellibranchi (membro a Chondrodonta).

Al di sopra troviamo i **calcari di Aurisina** (Cenomaniano sup. - Turoniano p.p. - Senoniano inf) (fig. 5 - 11), calcari a Rudiste, caratterizzati da radiolitidi ed ippuritidi, intere o in frammenti.

Ai calcari di Aurisina si sovrappone la **formazione Liburnica** (Campaniano sup. p.p. - Thanetiano) (fig. 5 - 12), si tratta di calcari che in prossimità del limite Cretacico/Terziario presentano intensi fenomeni pedogenetici.

La successione carbonatica del Carso si conclude con i **calcari a Nummuliti ed Alveoline** (fig. 5 - 13) del Paleocene superiore-Eocene inferiore. Sono calcari di color grigio chiaro, ricchi di macroforaminiferi (Nummuliti e Alveoline), a stratificazione indistinta, con uno spessore variabile fra i 50 ed i 130 metri.

Depositi di bacino e di scarpata

Nelle Prealpi Carniche e Giulie, in eteropia con il Gruppo dei Calcari Grigi del Friuli, si sedimentava in bacino la **Formazione di Soverzene** (Lias inf.-medio p. p.) (fig. 5 - 14). Nel settore più occidentale (Valle del Vajont, Val Cellina) affiora nella sua facies dolomitica, mentre nella parte restante si presenta in facies calcarea (calcari selciferi Auct.). La formazione è quindi costituita da dolomie e/o calcari grigi, in strati di 20 ÷ 40 centimetri, selciferi, con frequenti livelletti marnosi centimetrici. Alla base dell'unità sono presenti brecce e calcareniti bioclastiche. Le faune sono rappresentate essenzialmente da radiolari e spicole.

Nelle Prealpi Carniche orientali e nelle Prealpi Giulie, sulla Formazione di Soverzene poggiano delle calcareniti encriniche da grigio-rosate a rossastre, a stratificazione incrociata, ricche di crinoidi, brachiopodi, ammoniti, gasteropodi e lamellibranchi. Per analogia con le successioni dolomitiche tale formazione prende il nome di **Encrinite di Fanes Piccola** (fig. 5 - 14).

Nelle Prealpi Carniche occidentali, verso il Bacino Bellunese, sulla Formazione di Soverzene poggia un'unità calcareo-marnosa selciferi, ben stratificata, talora di tipo nodulare ad ammoniti, denominata **Formazione di Igne** (Toarciano) (fig. 5 - 14). Lo spessore totale varia da pochi metri ad oltre 150 metri.

Sia al di sopra dell' Encrinite di Fanes Piccola che della Formazione di Igne compare il **Calcare del Vajont** (Dogger) (fig. 5 – 15), un'unità formata da prevalenti calcareniti oolitiche, in strati metrici, alternate a calcari micritici a radiolari, in strati decimetrici. I depositi oolitici sono interpretati come torbiditi provenienti dal margine della Piattaforma Friulana. I massimi spessori sono misurabili nella Valle del Vajont (circa 450 metri), mentre nelle Prealpi Giulie l'unità si riduce ad una cinquantina di metri.

Nell'Oxfordiano-Kimmeridgiano inferiore, cioè all'inizio del Malm, le risedimentazioni oolitiche sono sostanzialmente cessate e dal margine della piattaforma proviene materiale bioclastico di varia natura (coralli, idrozoi, briozoi). Si viene così a generare la **Formazione di Fonzaso** (fig. 5 – 16) costituita da prevalenti calcari selciferi ben stratificati, con frequenti calciruditi e calcareniti ad elementi di piattaforma. Nel complesso la potenza varia da qualche decina di metri a 200 metri.

Sulla Formazione di Fonzaso poggia il **Rosso Ammonitico Veronese** (Kimmeridgiano sup.-Titoniano inf.) (fig. 5 – 16), spesso indicato come Rosso Ammonitico "superiore". È costituito da calcari micritici nodulari rossi o grigio-verdastri, talora selciferi, con ammoniti, belemniti e, microscopicamente, abbondanti resti di crinoidi pelagici (*Saccocoma*). Lo spessore massimo non supera la trentina di metri.

Nel Titoniano superiore - Barremiano p.p., con la ripresa degli apporti torbiditici e la contemporanea esplosione del nannoplancton, si dà inizio alla sedimentazione di calcari micritici chiari con noduli e liste di selce, molto ricchi in calpionelle e radiolari appartenenti all'unità tradizionale della **Maiolica** (nota come Formazione del Biancone nel Sudalpino orientale) (fig. 5 – 16). Lo spessore della formazione varia da una decina di metri a 150 metri.

Durante l'Aptiano-Turoniano si ha la deposizione in tutte le Prealpi Friulane della **Scaglia variegata alpina** (fig. 5 – 17). In particolare l'Aptiano-Albiano è generalmente rappresentato da calcari marnosi e marne di colore verdastro, nerastro e rossastro, ben stratificati, da calcareniti selcifere e da banchi di calciruditi e brecce; mentre nel Cenomaniano-Turoniano si osserva una prevalenza di calcari selciferi debolmente argillosi, grigiastri, verdastri e rosati, a grana fine, con subordinate intercalazioni calcarenitiche.

Superiormente affiora una formazione comprensiva del Senoniano superiore - Paleocene-Eocene inferiore p.p., che prende il nome di **Scaglia Rossa friulana** (fig. 5 – 16). Questa unità è costituita da una successione di marne e calcari marnosi rosso mattone, talora con orizzonti plurimetrici grigiastri.

Il limite superiore, seppur diacrono con il Flysch, è ovunque costituito da una transizione piuttosto graduale, marcata dall'incremento della frazione arenacea silicoclastica.

2.1.6. La sequenza paleogenica-neogenica

(da Grandesso P., Stefani C. e Tunis G., 2002; Zanferrari et alii, 2008a, 2008b, 2008c; semplificata da Podda, 2010,)

La successione torbiditica paleogenica-eocenica del **Flysch** (fig. 5 – 18) affiora nelle Prealpi Carniche e Giulie meridionali, nel Collio ed ai piedi del Carso triestino. Lo spessore complessivo supera i 4000 metri e rappresenta la più completa successione torbiditica campaniano (Cretacico sup.)-paleogenica delle Alpi Meridionali orientali.

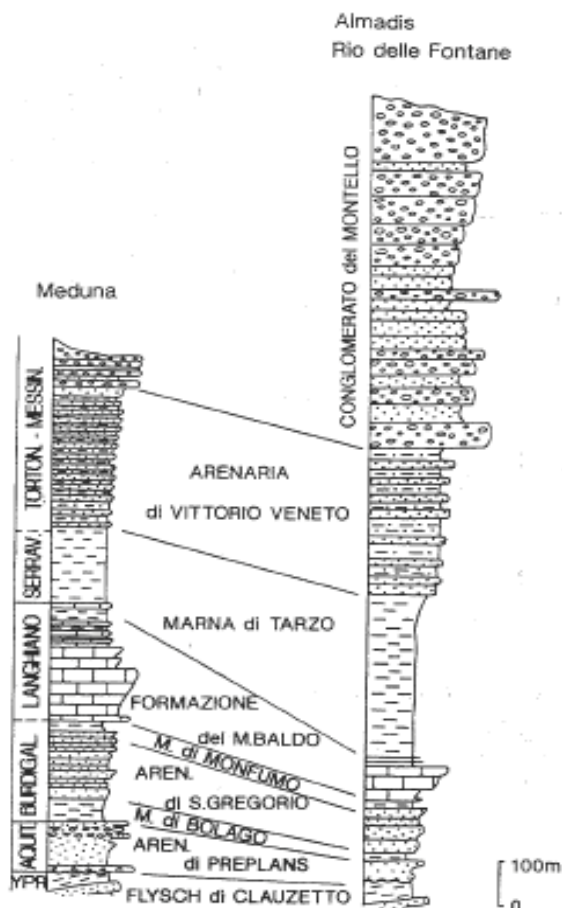


fig. 6 Sequenza stratigrafica del Miocene Friulano (da Grandesso et alii, 2002).

Un brusco e continuo aumento del cinetismo tettonico caratterizza le prime unità torbiditiche, le cui litofacies dipendono essenzialmente dalla prossimità dei depositi all'area sorgente. Ad esso seguono imponenti collassi del margine della piattaforma carbonatica caratterizzati da eventi di risedimentazione colossale di detrito carbonatico, da cui i peculiari megabanchi carbonatici del **flysch del Grivò** (Thanetiano - Ypresiano) (fig. 5 – 18a). La sedimentazione torbiditica continua con le facies tipiche di riempimenti di piana abissale, come nelle **marne e arenarie di Savorgnano** (Thanetiano - Ypresiano) (fig. 5 – 18), sino a che le successioni torbiditiche paleogeniche vengono ricoperte in discordanza dai **depositi molassici neogenici** (fig. 6) di età compresa tra l'Aquitano (Miocene inf.) ed il Messiniano (Miocene sup.), costituendo potenti coltri sedimentarie.

Il contatto tra Flysch e la sovrastante **arenaria di Preplàns**, o localmente con la breccia di Peonis segna l'inizio della sedimentazione molassica ed è accompagnato in tutta l'area da una lacuna e talora da una discordanza angolare. I migliori affioramenti dell'arenaria si rinvergono a Forgaria, ad Andreis e lungo il Torrente Meduna.

La base dell'unità sovrastante è rappresentata da un orizzonte, potente qualche metro, di areniti glauconitiche grossolane verdastre, ricoperte da marne e siltiti marnose di piattaforma con spessore variabile tra i 20 metri nella sezione di Rio delle Fontane e gli oltre 50 metri nella sezione del Torrente Meduna (**marna di Bolago**). Esso segna l'inizio della sequenza deposizionale successiva di età burdigaliana. Seguono circa 100 ÷ 150 metri di fitte alternanze di areniti debolmente glauconitiche e siltiti arenacee bioturbate (**arenaria di S. Gregorio**), affioranti lungo il Torrente Meduna ed il Rio delle Fontane.

Alla fine del Burdigaliano avviene la deposizione della **marna di Monfumo**, una sottile unità pelitica con spessore massimo di 12 metri. Superiormente, delle areniti ricche in glauconite stanno alla base della **Formazione del Monte Baldo**, una potente pila di sedimenti (massimo 200 metri).

Nella zona di Piancavallo, Andreis e più a Est, nei dintorni di Poffabro e Casasola, la successione molassica è incompleta, essendo rappresentata solo dai termini aquitaniano-burdigaliani. Caratteristiche peculiari mostra l'area di Piancavallo ove i sedimenti terziari poggiano in paraconcordanza sui calcari cretacei del Monte Cavallo e sono rappresentati da un conglomerato trasgressivo (**conglomerato di Sorgente Tornidor**). Il conglomerato è ricoperto a sua volta da una ventina di metri di sabbie quarzose bioturbate (**sabbia di Pian Mazzega**) a stratificazione incrociata, passanti a calcareniti a macroforaminiferi (*Lepidocyclina*, *Miogypsina* e *Miogypsinoides*), echinidi, bivalvi e alghe. La successione è chiusa da alcuni metri di siltiti grigie micacee sterili correlabili con la **siltite di Casoni**.

La porzione serravalliano (Miocene medio) –messiniano (Miocene sup.) è rappresentata da marne grigie epibatiali e di piattaforma a frequenti bivalvi, che si sviluppano su di uno spessore massimo di 400 metri (**marna di Tarzo**),

ricoperte da alternanze di areniti e siltiti grigie a gasteropodi (**arenaria di Vittorio Veneto**), potenti 350 metri circa.

La successione è chiusa da oltre 900 metri di conglomerati prevalenti, siltiti ed arenarie (**Conglomerato del Montello**).

Presso Osoppo, Val Tremugna e Trasaghis sono noti lembi molassici, recentemente attribuiti al Miocene. Si tratta di arenarie, argille, conglomerati e brecce di ambiente deltizio e con episodi salmastri. I dati bibliografici più precisi riguardano la zona di Osoppo, dove le facies siltoso-arenacee affioranti alla base del colle sembrano riferibili al tardo Messiniano o al Pliocene basale, alla luce delle associazioni desunte dalle piste di mammiferi scoperte di recente. L'ambiente di sedimentazione del **Conglomerato di Osoppo** è fluviale con episodi lacustri.

2.1.7. I Depositi del Quaternario

(tratto da Venturini, 2002, Venturini et alii, 2010; Carulli, 2006; Zanferrari et alii, 2008a, 2008b, 2008c; progetto GEOCGT, 2008)

All'interno del territorio alpino e prealpino, carnico e giulio, i depositi glaciali di età würmiana e tardo-würmiana sono frequenti, mentre i resti di accumuli pre-würmiani risultano scarsi e spesso di incerta datazione. Se le morene würmiane si presentano in forma di sottile e discontinua coltre di ritiro glaciale (morena di fondo), i cordoni morenici frontali si palesano ampi ed estesi e sono collocati allo sbocco della Valle del Tagliamento, nell'alta Pianura Friulana: è il cosiddetto anfiteatro morenico che, in triplice cerchia concentrica con convessità verso Sud, forma tutti i rilievi da Ragogna a Qualso ad eccezione del colle di Susans, in conglomerati miocenici, e dei colli di Buia, in prevalente flysch eocenico.

Facilmente individuabili sono inoltre i depositi tardo-würmiani nelle Alpi Carniche e Giulie.

Tra le alluvioni oloceniche e le fasce detritiche di recente accumulo si rinvengono sporadici resti di precedenti depositi fluviali d'età pleistocenica. Sono concentrati nei fondovalle, anche se non mancano affioramenti estesi, seppur localizzati, ubicati lungo i versanti, a mezza costa, o in fasce di crinale. Il più delle volte, tali accumuli sono rappresentati da depositi fluviali e fluvio-lacustri (?interglaciale Riss-Würm), tra cui meritano menzione gli estesi e potenti (200 metri) conglomerati fluviali affioranti da Ampezzo al lago di Cavazzo, che testimoniano il tragitto del paleo-Tagliamento pleistocenico e gli ampi con detritici cementati e profondamente incisi di Portis-Venzone, del Monte Plauris, della Val Pesarina e di Sella Nevea-Ripiani del Montasio.

Nell'immediato post-glaciale, estesi bacini lacustri, che all'esame del radiocarbonio hanno per lo più fornito età intorno ai 6.000 ÷ 8.000 anni BP, si sono generati nei fondovalle (ad esempio nel settore di Camporosso-Tarvisio-Fusine), talora a causa di sbarramenti dovuti a paleofrane (come alla confluenza tra i Torrenti But e Chiarsò).

Attualmente la tendenza di gran parte del settore montano lungo i fondovalle principali è improntata ad un approfondimento erosivo, laddove dapprima si sono accumulate spesse coperture alluvionali oloceniche che, specie nei settori più interni, risentono di marcati terrazzamenti.

A Sud dei rilievi prealpini e dell'anfiteatro morenico si estende la Pianura Friulana, lembo nord-orientale della Pianura Padana, e rappresenta i corpi quaternari più estesi in regione.

È costituita da sedimenti fluvio-glaciali ed alluvionali che cronologicamente sono attribuiti al Pleistocene superiore - Olocene. La linea delle risorgive traccia il limite per due ben distinti ambiti litologici: l'alta Pianura Friulana e la

bassa Pianura Friulana. L'alta Pianura è formata prevalentemente da ciottoli e ghiaie, ed è caratterizzata dalla presenza degli ampi conoidi alluvionali del Tagliamento, del Meduna, del Cellina e del Natisone, sovrapposti e saldati ai bordi, allo sbocco in pianura.

Mentre la bassa Pianura, delimitata a Nord dalla linea delle risorgive e a Sud dal margine lagunare, è formata prevalentemente da depositi di sabbie, limi e argille.

Sino ad ora, e con i limiti di una cartografia geologica parziale della zona, nella suddivisione stratigrafica dei depositi plio-quadernari continentali della pianura in Unità a Limiti Inconformi (UBSU), sono stati riconosciuti tre tipi di depositi: quelli precedenti l'ultima grande fase di aggradazione culminante nell'Ultimo Massimo Glaciale (Last Glacial Maximum-LGM), quelli dell'ultima grande fase di aggradazione culminante con LGM e quelli post-LGM.

I primi sono rappresentati a rango di supersistema o superunità (termine utilizzato per una suddivisione paritaria al supersistema ma informale e non validata) e sono identificati dal **supersistema del Friuli** (fig. 7- SF) e, per le zone sudorientali della regione e dalla **superunità del Collio** (fig. 7- SC) ovvero tutti i depositi plio-quadernari continentali dei principali bacini della regione, di varia genesi precedenti all'ultima grande fase di aggradazione dell'LGM.

I depositi dell'ultima grande fase di aggradazione culminante con LGM sono rappresentati a rango di sistema (od unità, se informale e non validata) e riconosciuti a seconda del bacino di provenienza; da ovest ad est sono stati identificati: il **sistema di Vivaro** (fig. 7- VIV), che raggruppa i depositi alluvionali costituenti il conoide allo sbocco del Torrente Cellina; il **sistema di Sequals** (fig. 7- SEQ), per i depositi alluvionali del conoide del Torrente Meduna; il **sistema di Villuzza** (fig. 7- VLZ), costituito da sedimenti alluvionali dell'Arzino, che, prima del LGM, defluiva dalla stretta di Pinzano, il **sistema di Spilimbergo** (fig. 7- SPB), che riunisce i depositi alluvionali e glaciali del bacino del Tagliamento e del Torre, il **sistema di Premariacco** (fig. 7- PEC), costituito dai depositi del bacino del Natisone, od **unità di Cividale** (fig. 7- CIV), laddove non vi è stata formalizzazione e validazione del dato; e l'**unità di Gorizia** (fig. 7- GO), che rappresenta i depositi alluvionali pleistocenici dell'Isonzo. Mentre per il post-LGM il **sistema del Po (POI)** racchiude tutti i depositi indipendentemente dall'agente deposizionale formatisi posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione e abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene. Il suo corrispondente informale e non validato è l'**unità di Grado (GRA)**.

Analogamente nella zona montana sono stati riconosciuti tre sistemi: il **sistema pre-LGM alpino orientale**, il **sistema LGM alpino orientale**, il **sistema post-LGM alpino orientale**.

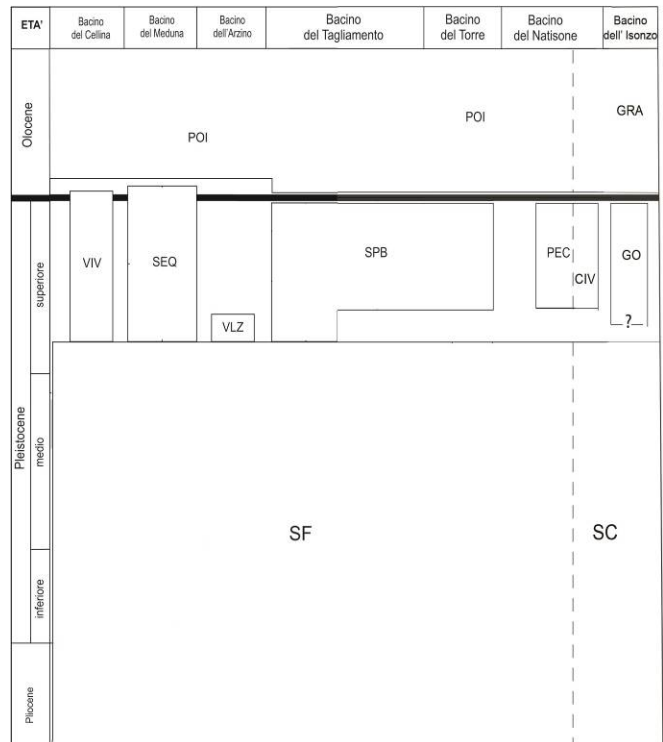


fig. 7 Sintesi schematica delle principali unità plio-quadernarie continentali della pianura (da Zanferrari et alii, 2008a, 2008b, 2008c e da progetto GEOCGT 2008).

2.2. Inquadramento tettonico

(tratto da Carulli, 2006; Venturini, 2002; Zanferrari et alii, 2013)

La nostra regione è notoriamente collocata nel settore orientale della catena sudalpina appartenente al margine settentrionale della microplacca adriatica, altresì chiamata Adria od Apula, che rappresenta il margine convergente settentrionale tra la placca africana e quella europea con un raccorciamento regionale di circa 2 mm/anno.

Il quadro tettonico (fig. 8, 9, 10) è composto dalla presenza di tre sistemi:

- quello "dinarico" ad orientamento NW-SE / NNW-SSE di età paleogenica il cui sviluppo è largamente noto nel settore sud-orientale, anche se sembra esser di maggior diffusione (Zanferrari, 2013) (fig. 10) estendendo, così, lo schema tettonico anticipato da Placer (1999) (fig. 11) e Tomljenovic (2001) (fig. 12).
- quello "tilaventino" nell'area centro-settentrionale ad orientamento E-W formatosi tra il Miocene ed il Pliocene;
- quello "valsuganese" ad orientamento NE-SW e NNE-SSW di età pliocenico-aternaria presente nel settore più occidentale.

Il *sistema dinarico* è caratterizzato principalmente da accavallamenti aventi direzione NW-SE e piani immersi a NE e da faglie subverticali trascorrenti destre, la cui direzione è compresa tra NW-SE e NNW-SSE. Tali linee si ritrovano nel settore prealpino giuliano e nella Pianura Friulana centro-orientale e nel Carso.

Il *sistema tilaventino* interessa tutto il settore montano dell'area fino all'Alta Pianura Friulana. Esso rappresenta la prosecuzione orientale di quello valsuganese dal quale differisce, oltre che per la direzione, per la maggior entità del raccorciamento. Le strutture sono nordvergenti nella porzione più settentrionale della regione, corrispondente alla Catena Paleocarnica, mentre a meridione di essa sono prevalentemente sudvergenti.

Il *sistema valsuganese* interessa marginalmente la regione nel solo settore più occidentale, al confine con il Veneto e la parte più esterna della catena ed il sottosuolo della Pianura Friulana. Questo sistema presenta sovrascorrimenti a direzione ENE-WSW con superfici immerse a NNW.

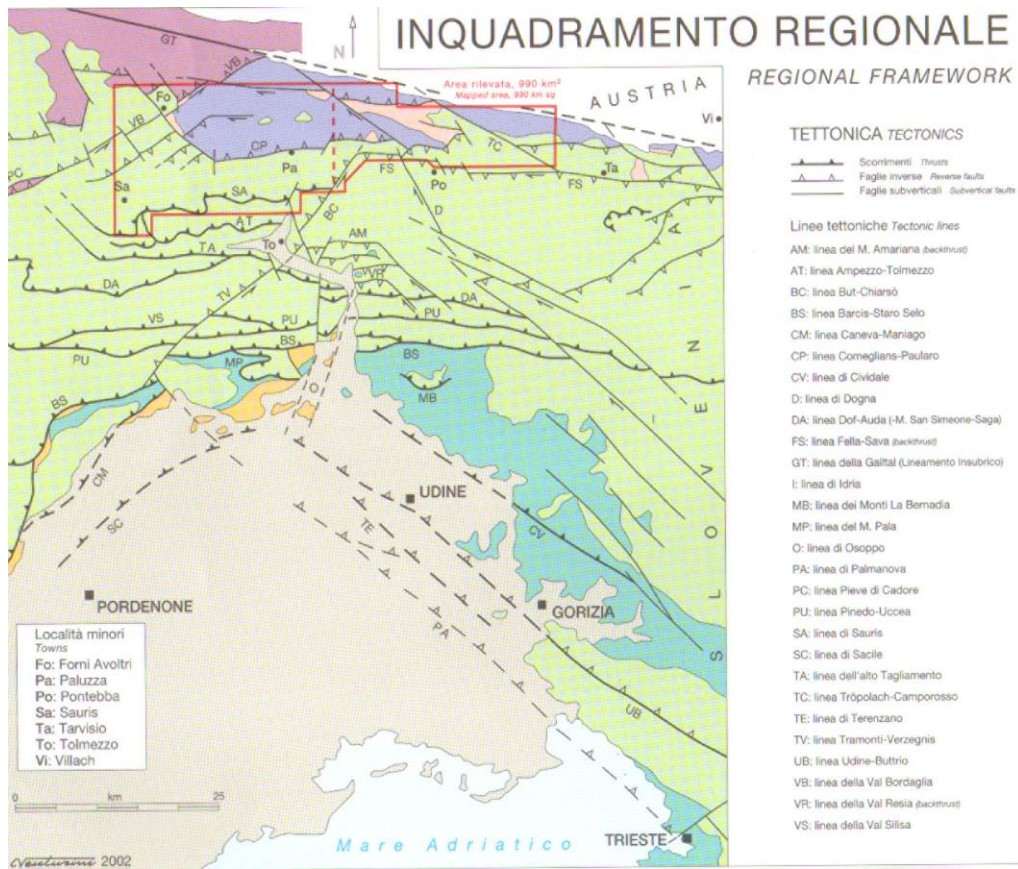


fig. 8 Schema strutturale del Friuli Venezia Giulia (da Venturini, 2002)

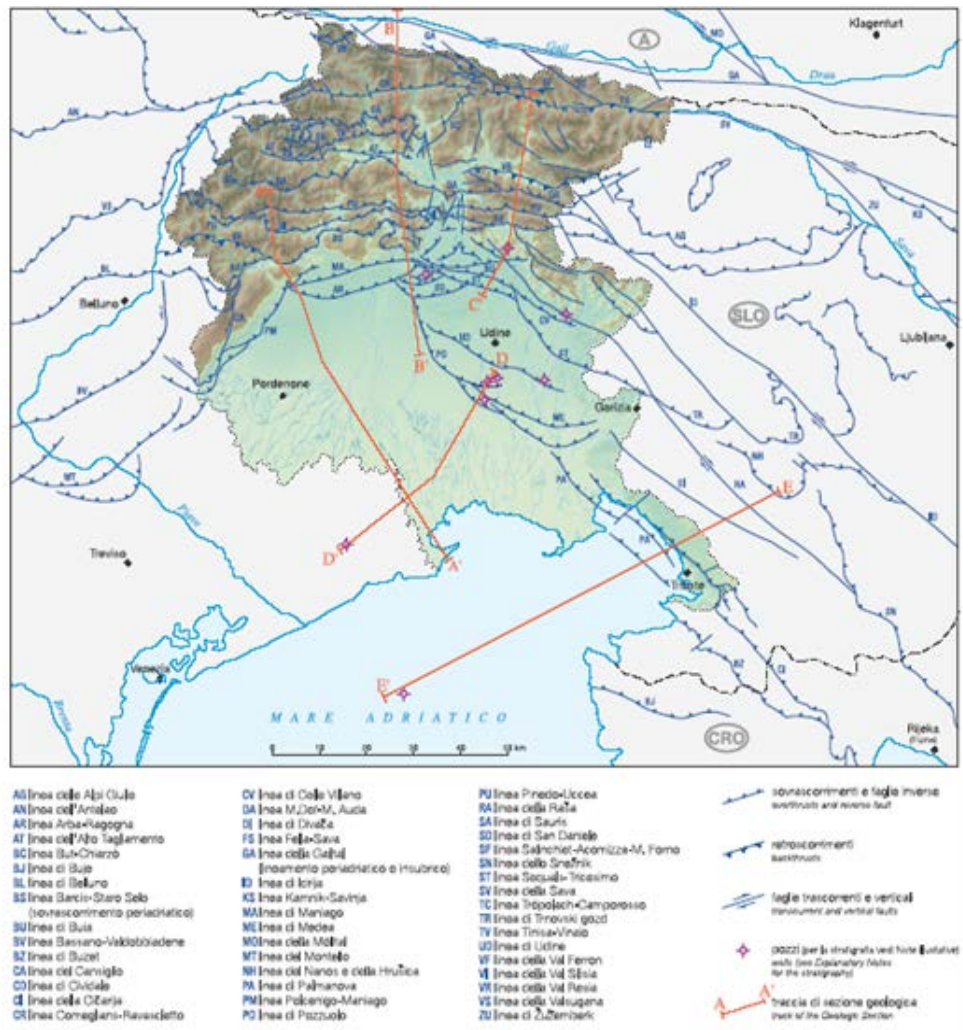


fig. 9 Schema strutturale del Friuli Venezia Giulia (da Carulli, 2007)

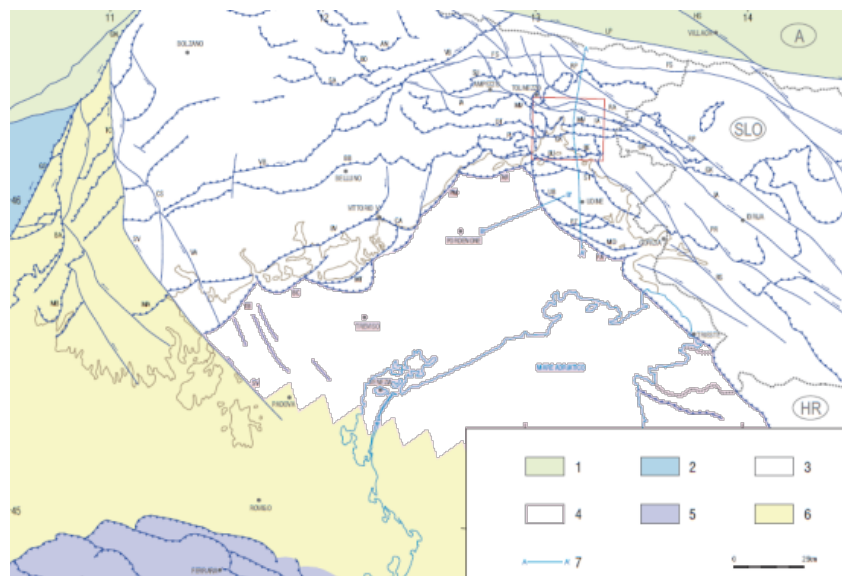


fig. 10 Schema strutturale del Friuli Venezia Giulia (da Zanferrari, 2013)

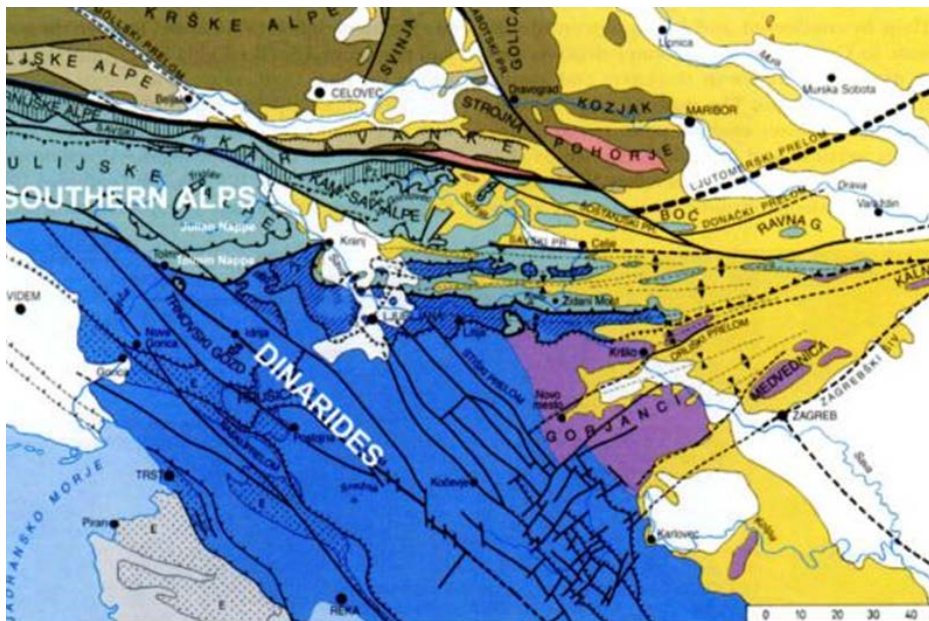


fig. 11 schema strutturale (da Placer, 1999)

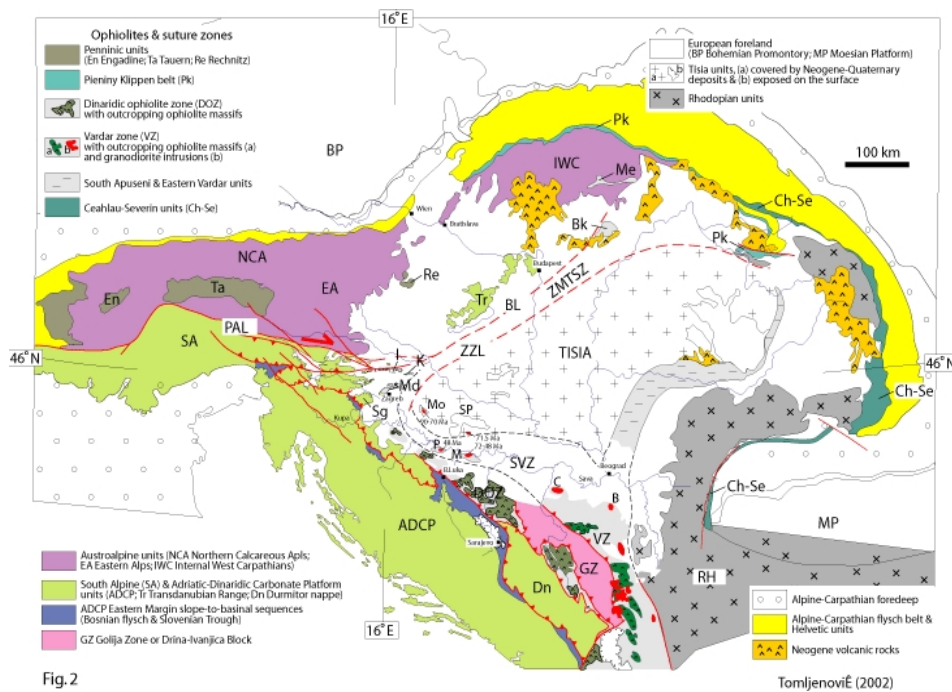


Fig.2

fig. 12 Principali unità tettoniche delle Alpi, dei Carpazi e delle Dinaridi (da Tomljenović & Csonotos, 2001).

Per quanto concerne strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali il progetto ITHACA (ITaly HAZard from CApable faults) a cura dell'ISPRA (fig. 13) ha catalogato a scala nazionale (1:200.000) le faglie capaci, ovvero quelle faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie. Dalla loro analisi è stato evidenziato che la nostra regione presenta aree ad alto indice di fagliazione superficiale, tale indice se relazionato con la superficie urbanizzata in un raggio intorno di 300 metri evidenzia una discreta esposizione delle aree antropizzate. Ecco, quindi, in fase di pianificazione territoriale, le aree di potenziale deformazione dovrebbero essere oggetto di indagini specifiche finalizzate a caratterizzare in modo dettagliato la fascia di deformazione associata alla struttura potenzialmente capace, in termini di localizzazione e rigetti massimi attesi (Guerrieri et alii, 2008).

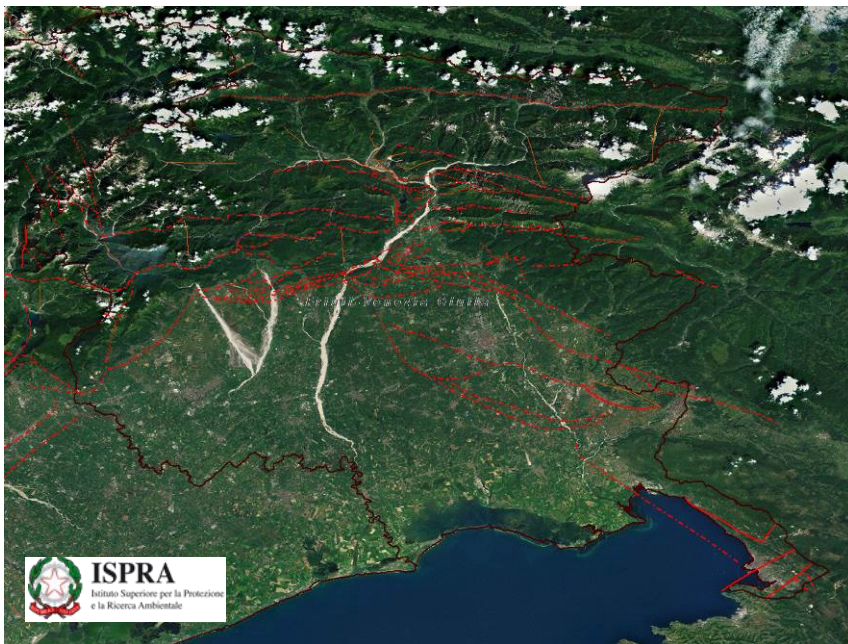


fig. 13 Catalogo ITHACA (ITaly HAZard from CApable faults) per il Friuli Venezia Giulia.

2.3. Inquadramento geomorfologico

Il territorio del Friuli Venezia Giulia si estende dalle Alpi al mare Adriatico sviluppando una moltitudine eterogenea di fenomeni morfologici compreso il ben noto fenomeno carsico che prende il nome dall'altopiano ivi presente.

La suddivisione in macroaree geomorfologiche riprende quella orografica di cui al paragrafo 1: l'area montana (alpina e prealpina), l'anfiteatro morenico tilaventino, la pianura (alta e bassa), la costa con la laguna e l'altopiano carsico.

L'area montana alpina si distingue per il grande sviluppo delle catene montuose, per la maggior altimetria ma soprattutto per un'intensa azione del glacialismo quaternario che ha ampliato i solchi vallivi, impostatisi sulle principali direttrici tettoniche, modellando i loro fianchi con più serie di terrazzi morenici.

Nell'area montana prealpina l'erosione fluviale ha scavato, invece, valli molto profonde che si allargano solo in corrispondenza di qualche piccola sinclinale o di qualche confluenza mentre solo nelle alte valli è evidente il modellamento glaciale.

L'assetto geomorfologico prealpino è piuttosto vario. Si riconosce un settore settentrionale tipicamente montano, perlopiù calcareo dolomitico, ed uno meridionale costituito da rilievi modesti e non continui che si sviluppano paralleli alle catene montuose, nel quale sono ampiamente diffuse le marne e le arenarie del flysch, la cui massima espansione si ha nella zona del Collio, e delle molasse. Assai pronunciata è la differenza fra le vallate prealpine settentrionali strette e profonde e le colline subalpine meridionali dolci e solatie.

Il sistema collinare dell'anfiteatro morenico, con dolci rilievi a bassa acclività che non superano in quota i 270 m s.l.m., deve le proprie peculiarità all'evoluzione geologica del ghiacciaio del Tagliamento (o tilaventino). In particolare l'attuale assetto geologico e geomorfologico si delineò con il progressivo ritiro del ghiacciaio, iniziato 18.000 anni fa, entro i rilievi prealpini, fino alla sua scomparsa. Conseguentemente le acque fluviali si concentrarono nel corso dell'attuale Tagliamento e nel settore dell'anfiteatro morenico si sviluppò un reticolo endoreico (Zanferrari *et alii*, 2008) di corsi d'acqua talora intermittenti, chiamati lavie, attualmente confluenti negli attuali torrenti Corno e Cormòr o disperdenti nelle ghiaie o causa di formazione di alcuni bacini lacustri nelle bassure, dei quali oggi rimane il solo Lago di Ragogna e numerosi piccoli bacini paludosi senza deflusso (ultimo esempio rimasto è il lago di San Daniele) che diedero perlopiù origine a torbiere.

La pianura friulana, delimitata a nord dai rilievi e a sud dal margine lagunare, rappresenta il lembo più orientale della Pianura Padana con morfologia a megafan alluvionali ma con caratteristiche proprie dovute al particolare sistema idrografico e alla breve distanza tra margine alpino e linea di costa che diminuisce progressivamente sino a scomparire laddove l'altopiano carsico si affaccia sul mare. Questo assetto è il risultato della gradazione dei sedimenti fluviali pleistocenici ed attuali con una progressiva diminuzione della granulometria non solo da nord a sud ma anche da est ad ovest (Venturini, 2003).

La morfologia della costa sia riflette le situazioni evolutive in atto controllate dagli apporti terrigeni fluviali sia risente di morfologie relitte di età storica, come il litorale di Grado che rappresenta il relitto di un'antica gettata deltizia attribuibile al sistema fluviale Torre-Isonzo-Natisone. Così dal delta del fiume Tagliamento sino a quello dell'Isonzo attraverso le isole e i banchi sabbiosi di neoformazione viene delimitato lo specchio lagunare di Grado e Marano. Più ad est la costa, bassa e tipicamente alluvionale, si raccorda alla falesia che fa capo al Carso triestino.

L'altopiano carsico appartiene al "Carso Classico", vasta unità morfocarsica che comprende il Carso sloveno, quello triestino e quello isontino o monfalconese, caratterizzata dalla presenza di tutte le forme carsiche epigee ed ipogee possibili, sempre con densità, ampiezza e tipologia tali da averne fatto il simbolo universale delle fenomenologie carsiche.

2.3.1. Cenni generali di carsismo nella regione

Carsismo in rocce carbonatiche

In un territorio regionale di 7.978 kmq, con 5.050 Kmq di aree montuose e collinari, circa 1.900 kmq sono costituiti da affioramenti di rocce carbonatiche. Si può quindi affermare che quasi il 40 % dei rilievi della Regione sono potenzialmente carsificabili ed in vario modo carsificati.

In tutto il territorio regionale sono infatti presenti diverse facies calcaree che consentono molteplici manifestazioni del fenomeno carsico con forme spesso eclatanti anche grazie all'elevatissima piovosità tipica soprattutto delle aree prealpine.

Lo sviluppo del fenomeno carsico è indicato anche dalle oltre 7000 cavità finora scoperte ed esplorate e dalla diffusione delle forme carsiche epigee, quali doline, campi solcati, grize, che spesso raggiungono dimensioni e tipologia veramente notevoli.

I territori carsici presenti manifestano inoltre anche caratteristiche molto diverse l'uno dall'altro, derivanti da differenti condizioni di esposizione, diversa storia evolutiva e dalla presenza di litologie con differenti caratteristiche di carsificabilità.

Vengono quindi riconosciuti da Nord a Sud le seguenti aree carsiche carbonatiche (fig. 14) che coprono una superficie totale di quasi 1300 kmq:

- le **aree carsiche della Catena Paleocarnica** (Monte Coglians, Pal Piccolo e Creta d'Aip) insistenti sulle facies carbonatiche devoniche e sulle facies transizionali e sulle facies di acque poco profonde dei calcari del monte Coglians;
- le **aree carsiche delle Alpi Giulie** ed il **carsismo d'alta montagna nell'area del monte Canin** compreso tra i 1800 e i 2000 m circa di quota e formati principalmente sui calcari retici in facies di piattaforma costituiti dalla formazione del calcare di Dachstein e sul Gruppo dei Calcari Grigi del Friuli del Lias inferiore-medio p.p. Queste aree presentano un'articolata morfologia superficiale risultato di più fasi erosive e glaciocarsiche impostatesi su importanti linee tettoniche. Su queste si è formato il fenomeno carsico profondo che si esplica, nel Canin, in un complesso intreccio di cavità date da pozzi, gallerie, forre, cunicoli, sale di crollo, con oltre 800 cavità di cui 45 superano i 100 metri di profondità (10 si spingono ben oltre i -600 m dalla superficie) e 6 presentano uno sviluppo maggiore di 1000 metri sino ad un massimo di oltre 8000 metri;
- le **aree carsiche delle Prealpi Carniche settentrionali** (da Ovest verso Est: M. Lodina, M. Resettun, M. Dosaip, M. Naiarda, M. Valcalda, M. Verzegnis, M. San Simeone) dove generalmente i fenomeni carsici si sviluppano in quota nell'ambito delle formazioni carbonatiche giurassiche con forme superficiali sviluppate principalmente lungo le superfici di strato, dove le doline spesso sono allineate con campi solcati in cui i crepacci sono numerosi e profondi;

- le **aree carsiche delle Prealpi Giulie settentrionali** in cui affiorano le medesime unità formazionali del Monte Canin, ma essendo a quote inferiori, sviluppano un carsismo differente.

- le **aree carsiche delle Prealpi Carniche meridionali** e l'**altopiano del Cansiglio – Cavallo** dove i calcari cretaci soggetti a fenomeni di carsismo, formano spettacolari morfologie quali grotte, abissi e doline. In superficie appare la tipica morfologia del "carso a blocchi" caratterizzata dall'affiorare dei massi rocciosi dalle forme massicce e arrotondate, con fori, solchi e crepacci. Il territorio è segnato dalla presenza di numerose doline, ravvicinate tra loro, spesso allineate lungo direttrici preferenziali che coincidono con la direzione della principali fratture e faglie. Sul fondo delle doline si possono aprire pozzi e tra questi ricordiamo l'Abisso del Col della Rizza, che con i suoi 800 metri di profondità ed uno sviluppo di quasi 4 km, rappresenta la grotta più profonda del Cansiglio. Al carsismo sono legate anche le copiose sorgenze delle acque sotterranee che alimentano il Fiume Livenza (Gorgazzo e Santissima).

- le **aree carsiche delle Prealpi Giulie meridionali** differiscono dalle altre aree in quanto si sviluppano nel flysch, un'alternanza di livelli marnosi ed arenacei, al cui interno sono presenti potenti megabanchi olistolitici di calcareniti spessi diversi metri. Il carsismo epigeo si esprime quasi unicamente con doline e sinkhole e sono presenti apprezzabili cavità ipogee dove al contatto calcareniti/calcolutiti e marne/arenarie prevale l'azione meccanica dell'acqua piuttosto che quella chimica.

- il **Carso classico** si sviluppa interamente sui calcari cretaci e paleogenici, in superficie ed in profondità sono presenti morfotipi carsici particolarmente evoluti, frequenti e vari, tanto che nel limitato settore di Carso italiano sono note più di 3.500 cavità (delle quali più di 350 hanno sviluppo in pianta superiore al centinaio di metri ed una decina si sviluppa per migliaia di metri), si aprono circa 6000 doline le cui superfici complessive sono di più di 20 kmq ed i campi solcati hanno uno sviluppo complessivo di alcune decine di kmq. Il modello idrogeologico corrispondente riconosce in linea di massima tre settori idrogeologicamente significativi: uno, in territorio sloveno, dove le acque passano da epigee (in quanto defluenti in valli non carsiche) a ipogee (in quanto inghiottite in profondità) e vanno ad alimentare le acque di fondo carsiche; un altro combacia con l'altopiano carsico, in cui queste acque scorrono in profondità con articolati percorsi lungo vie di drenaggio più o meno incarsite e sono ulteriormente incrementate dal percolio legato all'alimentazione superficiale dipendente dalle precipitazioni; infine un altro più prettamente sorgentifero in cui le acque vengono alla luce e/o defluiscono in mare. Quest'ultimo settore corrisponde all'area che ospita un paio di laghi, tra cui il Lago di Doberdò è il più conosciuto, e numerose sorgenti, fra cui le "Risorgive del Timavo (Cucchi F., Zini L. & Calligaris C. 2015).

Ipercarsismo superficiale e sepolto nelle evaporiti del Friuli-Venezia Giulia

- **Ipercarsismo nelle evaporiti permiche** (Sauris, Val Pontaliba, Prato Carnico, Ovaro) (fig. 14), ovvero nelle evaporiti della Formazione a Bellerophon (Permico superiore) caratterizzata dalla classica sequenza trasgressiva, che vede i gessi del membro inferiore, solitamente microcristallini, ma anche saccaroidi con sottili intercalazioni di calcari e dolomie nerastrati, sovrastare i depositi continentali della Formazione delle Arenarie di Val Gardena. I gessi sono man mano sostituiti verso l'alto da brecce calcareo-dolomitico-gessose vacuolari da calcari dolomitici che vanno a formare il membro intermedio delle "dolomie cariate", sostituite poi dal membro superiore francamente calcareo.

- **Ipercarsismo dell'Alta Valle del Tagliamento nelle evaporiti carniane** (fig. 14), ovvero della formazione di Raibl (o formazione di Travenanzes), sequenza trasgressiva caratterizzata da un membro a peliti rosse, un membro a gessi e dolomie grigie e un membro a dolomie e marne

Dal punto di vista tettonico, le successioni evaporitiche sono spesso livello che funge da lubrificante tettonico a grande scala, consentendo dapprima lo scollamento dal basamento permico o permotriassico delle unità triassico-giurassiche sovrastanti, poi la loro traslazione in ramp ed in flat anche per migliaia di metri. Ne consegue che le evaporiti, in Friuli Venezia Giulia, non affiorano in maniera arealmente diffusa, ma sono spesso presenti alla base dei rilievi o negli assi vallivi. Qui divengono, per la loro alta solubilità ed erodibilità, causa predisponente se non scatenante di innumerevoli fenomeni di dissesto. Questi possono essere catalogati in tre tipi principali, in funzione di come le evaporiti (in pratica i gessi ma, non marginalmente, anche le breccie cariate) entrano nel meccanismo di dissesto: dissesti dei versanti per erosione al piede, perdita di portanza per dissoluzione ipogea e sinkhole.

L'instabilità, la dissoluzione di clasti evaporitici entro depositi sciolti alluvionali o morenici e la dissoluzione di substrati rocciosi evaporitici coperti da depositi sciolti permeabili ha dato origine a fenomeni tra cui doline di crollo e la conseguente formazione di doline alluvionali o di subsidenza in roccia (s.s. Nisio, 2008) . In altri casi, l'alta erodibilità e l'altissima solubilità possono portare, ove le caratteristiche geologiche e geomorfologiche lo consentono, ad un continuo e veloce scalzamento al piede dei rilievi, generando diffusi e continui franamenti dalle pareti sovrastanti (in genere calcari e dolomie) e tutta una serie di adattamenti del piede del pendio stesso: ondulazioni, inghiottitoi, scavarnamenti e sprofondamenti.

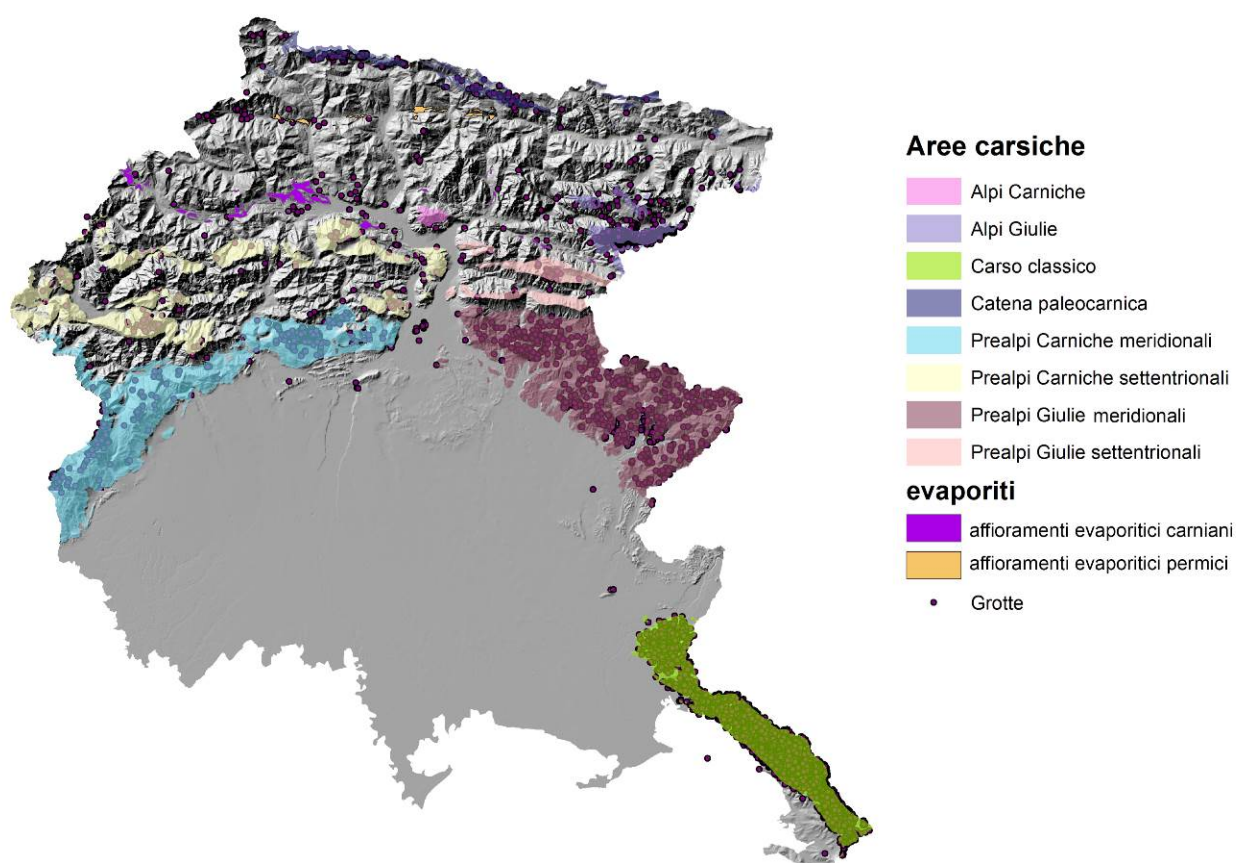


fig. 14 Aree carsiche e ipercarsiche del Friuli Venezia Giulia.

2.4. Inquadramento idrogeologico

(tratto dal Piano regionale di tutela delle acque)

La Regione Friuli Venezia Giulia si sviluppa su un territorio fisiograficamente eterogeneo, caratteristica che identifica anche le diverse province idrogeologiche. Spostandosi da nord a sud, si riconoscono le grandi strutture alpine (alpi e prealpi, carniche e giulie), costituite da rocce principalmente di origine sedimentaria con diverse tipologie geologiche ed idrogeologiche ove si sviluppa un vasto sistema di sorgenti montane che fanno capo ad acquiferi di diversa tipologia ed estensione.

Scendendo verso sud, nell'area centrale della Regione si incontra il Campo di Gemona- Osoppo, una vasta piana alluvionale con granulometria piuttosto grossolana e permeabile nella parte più settentrionale, che diventa via via molto fine avvicinandosi all'Anfiteatro morenico, ultimo testimone delle passate glaciazioni, caratterizzato dalla maggior parte dalla presenza di materiali con abbondante matrice limoso-argillosa, poco o per nulla permeabili.

Proseguendo si sviluppa l'ampia pianura alluvionale che abbraccia praticamente tutta la regione da ovest ad est, suddivisa in alta e bassa pianura. L'alta pianura è costituita da sedimenti a granulometria piuttosto grossolana, con buona permeabilità che permettono la rapida infiltrazione delle acque meteoriche e delle perdite di fluviali di subalveo che vanno ad alimentare una potente falda freatica. Via via che la granulometria diminuisce, si assiste alla venuta a giorno di parte delle acque della falda freatica nella zona della Fascia delle Risorgive. A sud di tale fascia ovvero nell'area di Bassa pianura, si ritrovano in profondità confinati da orizzonti impermeabili, orizzonti più o meno continui di materiali più permeabili che costituiscono un complesso sistema multifalda artesiano sviluppato sino al substrato prequaternario. In Bassa pianura si segnala inoltre in diverse zone la presenza di una falda freatica locale, limitata sia come estensione che come potenza, associata a livelli permeabili superficiali.

Il sistema multifalda artesiano consta di undici sistemi di acquiferi, per i primi otto, da "A" a "H", sono state redatte mappe a isolinee, facendo ricorso a variogrammi e scegliendo metodi di interpolazione appropriati. Le mappe ricoprono tutta la Bassa Pianura ricadente in regione e si estendono a nord, poco oltre il limite meridionale della Fascia delle Risorgive, e a sud, in regione Veneto, in area lagunare e in Mar Adriatico.

In questo sistema sono stati identificati numerosi orizzonti ghiaiosi intercalati ad orizzonti sabbioso-pelitici, con variazioni anche laterali piuttosto eterogenee. L'alternarsi di questi livelli permeabili ed impermeabili rende possibile riconoscere sette-otto livelli di acquiferi artesiani più superficiali oltre ad altri più.

L'acquifero A è l'artesiano più superficiale; si sviluppa complesso ed interdigitato dai 10-20 agli 80 metri s.l.m.m., con livelli abbastanza permeabili, ghiaioso-sabbiosi e sabbiosi intercalati da livelli argilloso-limosi impermeabili mediamente potenti.

L'acquifero B si ritrova ad una profondità dagli 30-40 a 100 m s.l.m.m., generalmente sviluppato in uno-due livelli, formato da depositi sabbiosi con potenza media di circa 8 m.

Il sottostante acquifero C, discontinuo lateralmente ed interdigitato fino a tre strati, è ben rappresentato in tutta la zona retrostante l'area perilagunare. Si sviluppa in orizzonti sabbiosi con spessori molto variabili (max 14.5 m), a profondità dai 60-70 ai 130 m s.l.m.m..

L'acquifero D, piuttosto continuo in tutto l'ambito della bassa pianura, si riconosce a profondità dai 110-120 ai 170 m s.l.m.m., è formato da sottili orizzonti prevalentemente ghiaiosi e subordinatamente ghiaioso-sabbiosi e possiede una potenza media di 15 metri.

Talora l'acquifero D appare correlato al sottostante acquifero E che si sviluppa dai 150 ai 215 m, in sedimenti per lo più ghiaioso-sabbiosi e presenta potenza media di 14 m.

L'acquifero F, composito ed eterogeneo, distinguibile talora in due livelli permeabili principali, si sviluppa con buona continuità in un insieme potente di livelli sabbiosi, sabbioso cementati e ghiaiosi (10 – 15 m di spessore), intercalati eventualmente da sottili stratificazioni di limi e argille con locali lenti ghiaiose a profondità variabili dai 265 m s.l.m.m. ad ovest sino ai 190 m s.l.m.m. verso est.

L'acquifero G, anch'esso eterogeneo, si ritrova a profondità variabili con un campo di esistenza compreso tra -250 m s.l.m.m. a -320 m s.l.m.m., in intervalli sabbiosi, talvolta debolmente ghiaiosi o con sabbie cementate. Si tratta di intervalli con spessori molto variabili (mediamente di 11 m), il cui tetto è prossimo ai depositi che si trovano alla base del Quaternario nell'area di Grado e nel settore centrale della pianura friulana. Qui il tetto è a circa 230 m dal piano campagna, si approfondisce a 250 m a Val Noghera, fino ai -290 m nella zona del Tagliamento – Stella, seguendo l'andamento delle isobate del basamento roccioso.

Vi è, infine, un sistema di acquiferi, denominato H, posto al di sotto di un acquitard argilloso-limoso molto potente, che interessa intervalli di sabbie, sabbie ghiaiose, talvolta cementate. Questo sistema è presente solo nella porzione sud-occidentale della Bassa Pianura friulana dove interessa sia i termini più grossolani alla base del Quaternario sia quelli del Pliocene e si sviluppa in due acquiferi principali: uno con tetto che varia dai 320 m ai 380 m e l'altro che si ritrova dai 380 m ai 440 m.

Infine i sottostanti sistemi "I", "L" ed "M", contenuti nella molassa miocenica, si presentano solo nel settore più occidentale della Bassa Pianura e sono caratterizzati da fenomeni di termalismo.

2.5. Inquadramento climatico

(tratto dal Piano regionale di tutela delle acque)

La regione Friuli Venezia Giulia è caratterizzata da una posizione geografica e da un'orografia che ne condizionano in modo determinante il tempo meteorologico e quindi il clima.

La regione è situata alle medie latitudini, dove è molto marcato il contrasto tra le masse d'aria polare e tropicale: tale contrasto genera frequentemente delle perturbazioni dello stato normale dell'atmosfera.

In zone orograficamente complesse, come il Friuli Venezia Giulia, i processi di formazione delle perturbazioni e la loro evoluzione sono influenzati fortemente dai rilievi e dalla loro disposizione rispetto alla circolazione prevalente delle masse d'aria.

La presenza delle Alpi induce significativi cambiamenti della temperatura, umidità e ovviamente della direzione di moto delle masse d'aria che interessano la regione.

Molto importanti sono anche le peculiarità locali del territorio, quali la presenza del mare Adriatico, poco profondo, e della laguna caratterizzata da considerevoli escursioni termiche. In estrema sintesi il clima della regione può essere considerato come un clima continentale moderato con connotazione umida.

La connotazione umida del clima è dettata dall'elevata piovosità dell'alta pianura friulana e della zona prealpina. Questa componente è il risultato sia dell'effetto che i rilievi hanno sui flussi di aria umida provenienti da sud, che

sono forzati a moti verticali i quali si traducono in piogge copiose, sia dell'elevata frequenza di temporali primaverili ed estivi.

2.5.1. Temperatura

(tratto dal Piano regionale di tutela delle acque)

In generale si può affermare che la fascia pianeggiante e costiera della regione (dove sono situati i 4 capoluoghi) rientra, per quanto attiene alle temperatura media annuale, fra i valori di 12 e 14 °C, con alcune lievi differenze dovute sostanzialmente alla maggiore vicinanza al Mare Adriatico e alla giacitura (fig. 15).

Il discorso si complica notevolmente per il resto del territorio collinare e montuoso della regione, dove la temperatura è profondamente influenzata non solo dall'altitudine ma soprattutto dall'esposizione e dall'orientamento delle catene montane delle Prealpi e Alpi Carniche e Giulie, dalla presenza dell'altopiano del Carso, dall'appartenenza ai sistemi idrografici (Adriatico e Mar Nero) ed ai bacini fluviali (Piave, Livenza, Tagliamento, Isonzo, Drava, Timavo), dalla conformazione delle valli.

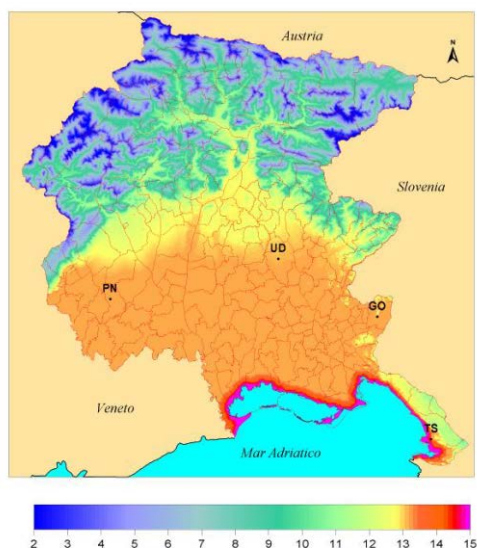


fig. 15 - Friuli Venezia Giulia (dati Osmer-Arpa 1997-2006) - Temperature medie annue °C (Osmer-Arpa 2008)

In altre parole, oltre alla consueta diminuzione progressiva della temperatura legata alla quota (non sempre omogenea a causa dell'esposizione e dell'orientamento del versante), che rispecchia il decremento della temperatura che si verifica nella troposfera secondo il gradiente adiabatico umido di circa 0,7 °C ogni 100 m, contano molto anche la giacitura di una località (valle larga o stretta) e l'altezza delle catene montane circostanti, che favoriscono il ristagno delle masse d'aria più fredde (fenomeno noto come "inversione termica"). Per esemplificare, le località poste in zone collinari o comunque non a fondovalle registrano temperature medie più elevate di quelle poste a fondovalle, ma ciò si verifica anche fra l'alta e la bassa pianura friulana; il fenomeno era noto già nell'antichità e infatti la maggior parte degli insediamenti abitativi (castelli, borghi, villaggi montani) si è sviluppata su zone rilevate.

L'appartenenza ai sistemi idrografici ed ai bacini fluviali incide notevolmente per gli effetti di maggiore o minore continentalità, cioè sia per l'aumento dell'escursione termica diurna e annuale, sia per l'esposizione all'afflusso delle diverse masse d'aria, calda o fredda, che si spostano sull'Europa.

L'orientamento e la morfologia delle due catene montuose principali, Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, e il Carso, incrementano o smorzano l'azione dei flussi apportatori di diverse condizioni meteorologiche, quindi giocano un ruolo molto rilevante anche sul comportamento della temperatura nel lungo periodo.

2.5.2. Piovosità

(tratto dal Piano regionale di tutela delle acque)

Un'analisi eseguita dall'OSMER dell'ARPA sui dati giornalieri pluviometrici del Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici (1961-2000) ha portato alla stesura di varie mappe regionali di piovosità. Dallo studio delle mappe della pioggia media annuale (fig. 16) si nota che la regione può essere, in buona misura, divisa in 4 zone che presentano regimi pluviometrici distinti:

Fascia costiera: è la zona meno piovosa della regione; i totali annui raggiungono mediamente i 1.000-1.100 mm, con un andamento crescente dalla costa verso l'interno;

Fascia pianura e colline: avvicinandosi alle montagne la piovosità aumenta; i valori medi annui variano da 1.200 a 1.800 mm;

Fascia prealpina: le precipitazioni medie annue raggiungono valori (dai 2.500 ai 3000 millimetri) da **primato europeo**;

Fascia alpina interna: a Nord delle Prealpi Carniche e Giulie la piovosità media annua torna a decrescere fino a valori di 1.400 – 1.600 mm, molto simili a quelli della media pianura.

In tutta la regione il mese meno piovoso è febbraio, con valori che variano dai 60-90 mm di pioggia sulla costa e in pianura, ai 120 - 140 mm nella zona prealpina. Durante la primavera le piogge man mano aumentano fino a raggiungere a giugno un primo picco (90 mm sulla costa e 280 sulle Prealpi Giulie). A luglio le piogge diminuiscono per poi risalire nuovamente a partire dalla terza decade di agosto. La stagione autunnale è decisamente la più piovosa e i dati medi mensili di precipitazione a novembre variano dai 100 mm della costa ai 400 di Uccia.

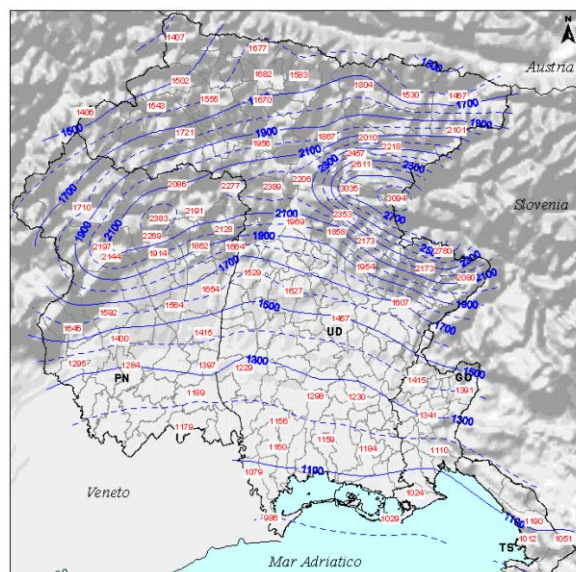


fig. 16 - Friuli Venezia Giulia (dati Servizio Idraulica Regione FVG 1961-2000) Precipitazioni medie annue

3. I SINKHOLES: CARATTERI GENERALI E CLASSIFICAZIONE

Nell'ultimo ventennio sono stati registrati, in aree di pianura italiane, fenomeni di sprofondamento naturale ed improvviso che hanno dato origine a voragini generalmente di forma sub-circolare di diametro variabile da alcuni metri a poche centinaia di metri.

Questi fenomeni sono noti in letteratura con il termine "sinkhole".

I sinkholes erano conosciuti già in epoca romana (riferimenti sono presenti negli scritti di Plinio il Giovane e di Vitruvio, risalenti al I sec a.C. e nel "De Prodigis" di Giulio Obsequente, e successivamente nei lavori di Dionigi di Alicarnasso, di Livio nel 550 d.C.) e medioevale in molte regioni italiane; ad essi sono state attribuite differenti denominazioni dialettali che dimostrano la vasta diffusione del fenomeno: *obico*, *sprofondo* o *sprofonno*, *ovizo*, *obizzo* (che ricordano la parola *aviso* o *aiso* che vuol dire dolina in dialetto salentino), *sprugola* (in dialetto ligure), *gorgo* (in dialetto siciliano, romagnolo e veneto), *occhio pollino* (in dialetto lombardo) *commole*, *piscine*, *fosse*, *tonzi* o *occhi d'acqua*, *sparafunni*, *puri* o *putei* (in dialetto campano), *gurghi* o *puli* nei dialetti dell'area centro-settentrionale ed in dialetto pugliese.

Su alcuni si narrano leggende che ne farebbero risalire l'origine ad un improvviso evento catastrofico.

Le forme relitte di tali sprofondamenti sono assimilabili a depressioni sub-circolari, con diametro e profondità variabile, spesso obliterate, o a piccoli laghi.

Gli sprofondamenti avvenuti negli ultimi anni sono stati segnalati e tenuti sotto osservazione dagli Enti locali, monitorando, in tal modo, la loro evoluzione ed effettuando una gran numero di indagini specifiche (geologiche, geofisiche, geognostiche). Tali studi (Regione Toscana, 2002, APAT, 2004) hanno portato all'interpretazione dei meccanismi genetici che molto spesso non coincidono con i classici schemi, relativi ai processi carsici ma, a causa del notevole spessore della copertura sedimentaria, possono collegarsi a fenomeni di erosione dal basso (*deep piping*) di cui si parlerà ampiamente in seguito: a tali fenomeni è stato dato il nome di *deep piping sinkhole* (sprofondamento improvviso connesso alla risalita di fluidi e all'erosione dal basso).

Sono stati censiti inoltre sul territorio italiano alcune voragini o fosse subcircolari di genesi poco chiara, definite, da diversi autori *forme crateriche* o *pseudo crateriche*. Alcune si rilevano in aree vulcaniche e quindi sono state attribuite in passato a fenomeni vulcanici (*maar*, o piccoli crateri) altre, presenti in aree pianeggianti nelle vicinanze di dorsali carbonatiche, attribuite a fenomeni carsici profondi (doline alluvionali, altre ancora ad attività antropiche (cave, miniere, anfiteatri romani, voragini dovute ad esplosioni etc.).

Inoltre, distribuiti in molte regioni italiane, sono presenti molti laghi di piccolo diametro di forma sub-circolare originatesi in epoca storica, le cui modalità di formazione, morfologia e contesto geologico-strutturale potrebbero essere compatibili con fenomenologie da sinkhole.

Stabilire quali dei numerosi piccoli laghi, polle sub-circolari o delle depressioni asciutte, presenti nel territorio italiano, possano essere assimilati a tale tipologia di sprofondamento è difficile, e la veridicità di tali ipotesi può venire confermata solo in seguito ad indagini specifiche (ricostruzioni geologiche, sondaggi geognostici, indagini geofisiche, analisi idrogeologiche e geochemiche).

Tuttavia spesso non è possibile effettuare tutte le indagini necessarie a causa dei costi troppo onerosi, e di conseguenza è possibile formulare soltanto ipotesi sulla genesi delle diverse fenomenologie. Il primo passo è comunque sicuramente quello di ricostruire l'assetto geologico-strutturale dell'area attraverso raccolta di

indagini eseguite da vari Enti, ricognizioni e osservazioni dirette sul terreno, da dati di letteratura ed una ricerca storica.

La correlazione tra le depressioni colmate d'acqua e gli sprofondamenti catastrofici tipo *sinkhole* nasce dall'osservazione del fenomeno più frequente dopo la formazione di un *sinkhole*: il processo di "annegamento" della voragine. Nella maggior parte dei casi, infatti, le acque di infiltrazione si riversano al suo interno dando a questo la fisionomia di un piccolo lago di forma sub-circolare. In altri casi invece al fondo dello sprofondamento vi sono sorgenti, legate all'affioramento della falda che lo colmano rapidamente, nell'arco di pochi giorni, alimentandolo perennemente.

3.1. Aspetti terminologici

Nella letteratura nazionale ed internazionale si è diffuso da tempo l'utilizzo di numerosi termini per indicare i fenomeni di sprofondamento caratterizzati da diverse tipologie e meccanismi genetici di innesco (*dolina*, *cammino di collasso*, *limesink*, *cenotes*, *loess karst*, *voragine*, *sprofondamento*) generando una notevole confusione terminologica.

Attualmente, viene sempre più spesso utilizzato il termine *sinkhole*, introdotto come sinonimo di *dolina* per la prima volta da Fairbridge (1968) ed in seguito da Monroe (1970), per indicare le depressioni sub-circolari in area carsica. Nei principali Glossari di Geologia si intende per *sinkhole* "una depressione circolare in area carsica".

Nonostante la semplicità della definizione riportata, il termine *sinkhole* è stato frequentemente utilizzato anche per indicare sprofondamenti connessi ad attività antropiche, che non si verificavano in ambiente carsico. La confusione terminologica è stata notevole, anche favorita dal maggiore utilizzo del termine *sinkhole* negli Stati Uniti (specialmente con significato ingegneristico o geologico-applicativo), di contro a una più frequente diffusione del sinonimo *dolina* in ambito europeo (maggiormente utilizzato per descrizioni geomorfologiche).

Beck, (1984, 1988, 1989), Beck & Jenkins, 1985; Beck & Wilson, (1987), Berti *et alii*, (2002 a), per esempio, utilizzano tale termine per indicare anche cavità, di forma non necessariamente sub-circolare, apertesi nel terreno per cause antropiche. Alcuni Autori, Monroe (1970), Jennings (1985), White (1988), distinguono geneticamente i *sinkholes*, così come era stato fatto per le *doline*, in *solution sinkhole*, *collapse sinkhole* e *subsidence sinkhole* (coincidenti con i termini di *solution doline*, *collapse doline*, *subsidence doline* introdotti da Cramer, 1941 e successivamente utilizzati da Castiglioni nel 1986 in Italia e da molti altri Autori).

Attualmente però la letteratura anglosassone ed internazionale utilizza spesso il termine come sinonimo di alcuni particolari tipi sprofondamenti in aree carsiche, che prevedono un evento di collasso improvviso catastrofico (*cover collapse doline* e *cave collapse doline*).

Nella letteratura italiana per indicare i vari tipi di cavità subcircolari sono stati utilizzati prevalentemente i termini classici di *dolina* (geneticamente distinta in alcuni tipi), *sprofondamento* e *camino di collasso*.

In Italia il termine *sinkhole* è stato introdotto solo di recente, a partire dagli anni novanta (Faccenna *et alii*, 1993, Brunamonte *et alii*, 1994; Nolasco, 1998; Ciotoli *et alii*, 1998, e molti altri), ed è stato erroneamente adottato per indicare una sola tipologia di sprofondamenti di genesi incerta e non semplicemente dovuta a fenomeni carsici, con formazione di cavità di forma sub-circolare, che si aprono in maniera repentina, con richiamo di materiali verso il basso.

Successivamente è emerso che per queste forme il processo genetico principale è la risalita dei fluidi dal basso (Littlefield *et alii*, 1984; Derbyshire & Mellors, 1988; Derbyshire *et alii*, 1991; Billiard *et alii*, 1992; 1993; Faccenna, 1993; Muxart *et alii*, 1994; Ciotoli *et alii*, 2001; Berti *et alii*, 2002 a, b; Di Filippo *et alii*, 2002, Nisio 2003; Nisio *et alii* 2005, 2007; Caramanna *et alii* 2008), attraverso reticoli di fratture che mettono in comunicazione un substrato carsificato con i sedimenti superficiali; risultano in questo caso rilevanti i fenomeni di erosione dal basso anche profonda.

I meccanismi di erosione dal basso potrebbero essere assimilati a processi di *suffosione profonda*, dell'acqua nel terreno (con dimensioni granulometriche dalle argille alle ghiaie) che si realizza quando quest'ultimo è permeabile e quando l'acqua, abbondante e con pressione elevata, riesce a trovare vie di scorrimento in cui passare con velocità abbastanza sostenuta. Il passaggio dell'acqua provoca l'erosione di materiale e la formazione di canalicoli a sviluppo sub-orizzontale e di condotti tubolari lungo le linee idrauliche di flusso. Quest'ultimo fenomeno, in riferimento a fenomeni superficiali, viene indicato nella letteratura anglosassone con il termine *piping*, il meccanismo genetico potrebbe essere lo stesso ma con sviluppo di condotti più profondi ed essere chiamato *deep piping* (Nisio 2003; Nisio *et alii* 2007; Caramanna *et alii* 2008).

La differenza sostanziale tra un *deep piping sinkhole* e una dolina è che, a differenza delle doline, nei sinkhole risultano preponderanti e determinanti meccanismi quali la risalita di fluidi aggressivi e i fenomeni di aumento e di diminuzione di pressione indotti dalle oscillazioni della tavola d'acqua al di sotto del piano campagna.

3.2. Le principali classificazioni internazionali dei fenomeni di sinkhole: alcuni cenni

Numerose sono le classificazioni disponibili in letteratura (figg. 17 e 18) che identificano i fenomeni e li descrivono in funzione della loro genesi e/o delle litologie coinvolte (Beck, 2004; Gutiérrez *et alii*, 2008; Waltham *et alii*, 2005; Williams, 2003).

Dolineforming Processes		Ford & Williams (1989)	White (1988)	Jennings (1985)	Bögli (1980)	Sweeting (1972)	Culshaw & Waltham (1987)	Beck & Sinclair (1986)	Other Terms in Use
Dissolution		solution	solution	solution	Solution	Solution	solution	solution	
Collapse		collapse	collapse	collapse	Collapse (fast) or subsidence (slow)	Collapse	collapse	collapse	
Caprock collapse			–	Subjacent collapse		solution subsidence	–		Interstratal collapse
Dropout	Subsidence		cover collapse				Subsidence	cover collapse	
Suffosion		suffosion	cover subsidence	Subsidence	Alluvial	Alluvial		cover subsidence	ravelled, shak hole
Burial		–	–	–	–	–	buried	–	filled, paleo

fig. 17 Nomenclatura inglese delle doline/sinkhole (tratta da *Encyclopedia of caves and karst science* - J. Gunn, 2006, modificata da Waltham & Fookes, 2003).

Waltham <i>et al.</i> (2005)	Solution	Collapse	Caprock	Dropout	Suffosion	Buried
				Subsidence		
Williams (2004)	Solution	Collapse	Caprock collapse	Dropout	Suffosion	Buried
Lowe and Waltham (2002)	Dissolution	Collapse	Caprock	Dropout	Suffosion	Buried
Ford and Williams (1989)	Solution	Collapse			Suffosion	–
White (1988)	Solution	Collapse	–	Cover collapse	Cover subsidence	–
Culshaw and Waltham (1987)	Solution	Collapse	–	Subsidence		Buried
Beck and Sinclair (1986)	Solution	Collapse		Cover collapse	Cover subsidence	–
Jennings (1985)	Solution	Collapse	Subjacent collapse	Subsidence		–
Bögli (1980)	Solution	Collapse (<i>fast</i>)/Subsidence (<i>slow</i>)		Alluvial		–
Sweeting (1972)	Solution	Collapse	Solution subsidence	Alluvial		–
Other terms in use	Cockpit	Cave collapse Tiankeng Tumour Cenote	Interstratal collapse Breccia pipe		Shakehole Ravelling	Filled Compaction Pipe

fig. 18 classificazioni dei sinkhole basate sulla genesi del fenomeno (da Gutiérrez et alii, 2014).

Di seguito descriveremo quelle maggiormente diffuse nel mondo scientifico ovvero quella di Waltham (Waltham et alii, 2005) in ambiente carbonatico e quella Gutiérrez (Gutiérrez et alii, 2008) in ambiente evaporitico comparabili in quanto in entrambe i fenomeni di sinkhole possono essere distinti in due macrocategorie:

- **solution sinkhole**, ovvero sinkhole risultanti dall'abbassamento causato dalla dissoluzione superficiale e sono, in tutto e per tutto, delle doline di dissoluzione in cui le rocce carsificabili sono affioranti o ricoperte da scarsa vegetazione;

- **subsidence sinkhole**, ovvero sinkhole causati dall'erosione interna e da processi deformativi dovuti ad una carsificazione subsuperficiale.

Secondo Waltham (Waltham et alii, 2005, tradotto in italiano da Parise & Florea, 2008 e di seguito ripreso pedissequamente) si possono riconoscere sei tipologie di sinkhole (tab. 1 e fig. 19):

- 1) *solution sinkhole* - sinkhole da dissoluzione;
- 2) *collapse sinkhole* - sinkhole da crollo;
- 3) *caprock sinkhole* - sinkhole per crollo della copertura;
- 4) *dropout sinkhole* - sinkhole da "richiamo";
- 5) *suffosion sinkhole* - sinkhole da suffosione;
- 6) *buried sinkhole* - sinkhole sepolto.

- 1) *Sinkhole da dissoluzione - solution sinkhole*: sono originati per dissoluzione della roccia solubile in ambiente carsico da parte dell'acqua di ruscellamento superficiale. Risultano estremamente diffusi sui territori carsici (sia in rocce carbonatiche che evaporitiche), specialmente nei casi in cui il substrato è affiorante o sub-affiorante. Tipologie carsiche appartenenti a questa categoria si osservano in svariati

contesti morfologici, dalle aree di altopiano o di dorsale, al carso di montagna, a quello costiero e di pianura, ecc. Talora, pur essendo presente un esiguo spessore del materiale di copertura o di depositi residuali del processo carsico (terre rosse), si formano ugualmente sinkhole da dissoluzione. Il processo di formazione risulta estremamente lento, ragion per cui in genere i sinkhole da dissoluzione non pongono problemi particolari all'ambiente antropizzato, costituendo semplicemente i punti preferenziali di infiltrazione del ruscellamento superficiale. Le dimensioni variano da pochi metri sino a sinkhole molto ampi, anche di un chilometro di ampiezza e 100 metri di profondità.

- 2) *Sinkhole da crollo - collapse sinkhole*: si formano a causa della presenza di una cavità carsica sotterranea, la cui evoluzione procede dal basso verso l'alto per progressivo assottigliamento del diaframma roccioso, fino al raggiungimento della superficie topografica, ed alla conseguente apertura di una voragine. Il processo, che può durare per tempi estremamente lunghi, presenta altresì una fase catastrofica finale (quella appunto del collasso) estremamente rapida, che si verifica nel giro di secondi, o al massimo minuti, e che raramente mostra segni premonitori. Queste caratteristiche fanno sì che i sinkhole da crollo siano quelli a maggiore pericolosità per l'ambiente antropizzato, e che spesso determinino gravi danni economici o addirittura vittime. La forma del sinkhole è generalmente a pareti verticali o sub-verticali, ma frequente è anche il caso di formazione di uno sprofondamento con pareti a profilo tronco-conico, e con la parte superiore costituita da rocce a mensola, prive di supporto nella porzione più esterna. Con il tempo, a causa di crolli successivi e dell'arrivo eventuale di materiale dall'esterno, la forma può variare, e le pareti assumere un profilo a minore pendenza. Le dimensioni classiche variano da pochi metri fino a un massimo di qualche centinaio di metri in larghezza e poco più di 100 metri in profondità.
- 3) Strettamente connessi alla tipologia precedente sono *i sinkhole per crollo della copertura (caprock sinkhole)*: anche qui la voragine si forma a causa della presenza di una originaria cavità carsica e del progressivo spostamento del suo tetto verso l'alto. In questo caso però, al di sopra del substrato carsificabile è presente una copertura di rocce insolubili, il cui spessore può variare da pochi metri a decine di metri. La voragine presenta forma cilindrica o tronco-conica. Come nel caso precedente, il crollo finale può avere gravi conseguenze per l'ambiente antropizzato.
- 4) *Sinkhole da "richiamo" - dropout sinkhole*: si formano a causa del crollo di una cavità formatasi nella copertura di materiale coesivo al di sopra di un substrato carsificabile. La fase finale del crollo può durare pochi minuti ma è preceduta da una lunga evoluzione del vuoto all'interno del materiale di copertura. Le dimensioni sono in genere minori rispetto ai casi precedenti, variando fino a 50 metri in diametro e 10 metri in profondità.
- 5) Nel caso in cui la copertura sia invece costituita da materiali non coesivi (sabbie sciolte, ghiaie, ecc.), si verifica un richiamo più o meno lento e continuo del materiale di copertura, generalmente al di sopra o in corrispondenza di fratture o condotti presenti nel substrato. Il processo è più lento e graduale, e determina la formazione della quinta tipologia di sinkhole, vale a dire il *sinkhole per suffosione - suffosion sinkhole*. Il propagarsi del fenomeno agli strati superficiali della copertura determina il formarsi di un avvallamento della superficie topografica. Le dimensioni sono analoghe a quelle del sinkhole da richiamo. Queste due categorie di sinkhole producono la maggior parte dei problemi di carattere ingegneristico, con moltissimi casi di danni ad abitazioni, strade o infrastrutture antropiche. Il processo fondamentale nella loro genesi consiste nel drenaggio e nell'erosione che procede dal basso verso l'alto. Di frequente essi risultano quindi causati da qualche attività antropica, che determina una variazione nel drenaggio naturale delle acque sotterranee, e induce il processo di formazione di sinkhole. I sinkhole da suffosione e quelli da richiamo rientrano, in altre classificazioni, sotto la voce sinkhole da subsidenza, a causa della lenta evoluzione dei fenomeni.

6) *Sinkhole sepolti - buried sinkhole*: si tratta di depressioni nel substrato carsificabile, colmate del tutto o in parte da materiali di copertura, depositisi anche a seguito di variazioni ambientali. La maggior parte presenta un'origine come sinkhole da dissoluzione, con o senza modifiche successive a causa di crolli. Le dimensioni sono estremamente varie, da 1 metro a 100 metri in diametro, con versanti molto blandi o acclivi. Questo tipo di sinkhole pone problemi ingegneristici a causa della presenza di terreni soffici o poco cementati al di sopra di un substrato frequentemente a morfologia accidentata; casi di assestamenti differenziali, o di compattazione locale dei materiali, possono risultare frequenti. Per quanto riguarda la interazione esistente tra le attività antropiche e i sinkhole, va detto che l'uomo può intervenire producendo notevoli variazioni su un ambiente di estrema vulnerabilità quale quello carsico, tra i più fragili del nostro pianeta, e provocare elevato degrado, sia in superficie che nel sottosuolo (Parise & Pascali, 2003; Parise & Gunn, 2007). Tra l'altro, vi sono numerose attività antropiche che possono favorire, se non causare, la formazione di sinkhole: variazioni nel drenaggio sotterraneo, sovraccarico su cavità naturali e/o artificiali, scavi in sottterraneo, vibrazioni connesse a traffico o attività di altro tipo, ecc. L'uomo può quindi, da un lato essere "vittima" dei sinkhole, sia in termini economici che con perdita di vite umane, e dall'altro agire favorendo o addirittura innescando i processi stessi. Ogni qualvolta il ruolo svolto dall'uomo risulta chiaramente imputabile tra le cause che hanno determinato un sinkhole, sarà possibile parlare di sinkhole indotto da attività antropiche. Il processo genetico, che conduce alla formazione vera e propria del sinkhole, può in ogni caso essere ricondotto ad una delle sei tipologie definite da Waltham et alii (2005) e descritte in precedenza.

Table 1 Six types of sinkhole as classified by Waltham et al. (2005) indicating processes, rock types, and formation speed (modified from Waltham et al. 2005)

Type of sinkhole	Formation process	Host rock type	Formation speed	Typical maximum size	Engineering hazard	Other sinkhole names in use
Solution sinkhole	Dissolutional lowering of surface	Limestone, dolomite, gypsum, salt	Stable landforms evolving over >20,000 years	Up to 1,000 m across and 100 m deep	Fissure and cave drains must exist beneath floor	Dissolution, cockpit, doline
Collapse sinkhole	Rock roof failure into underlying cave	Limestone, dolomite, gypsum, basalt	Extremely rare, rapid failure events, into old cave	Up to 300 m across and 100 m deep	Unstable breakdown floor; failure of loaded cave roof	Cave collapse, cenote
Caprock sinkhole	Failure of insoluble rock into cave in soluble rock below	Any rock overlying limestone, dolomite, gypsum	Rare failure events, evolve over >10,000 years	Up to 300 m across and 100 m deep	Unstable breakdown floor	Subsident collapse, intrastatal karst
Subsidence sinkhole - dropout	Soil collapse into soil void formed over bedrock fissure	Cohesive soil overlying limestone, dolomite, gypsum	In minutes, into soil void evolved over months or years	Up to 50 m across and 10 m deep	The main threat of instant failure in soil-covered karst	Subsidence, cover collapse, alluvial
Subsidence sinkhole - suffosion	Down washing of soil into fissures in bedrock	Non-cohesive soil over limestone, dolomite, gypsum	Subsiding over months or years	Up to 50 m across and 10 m deep	Slow destructive subsidence over years	Subsidence, cover subsidence, alluvial
Buried sinkhole	Sinkhole in rock, soil filled after environmental change	Rockhead depression in limestone, dolomite, gypsum	Stable features of geology, evolved over >10,000 years	Up to 300 m across and 100 m deep	Local subsidence on soft fill surrounded by stable rock	Filled, compaction, paleo

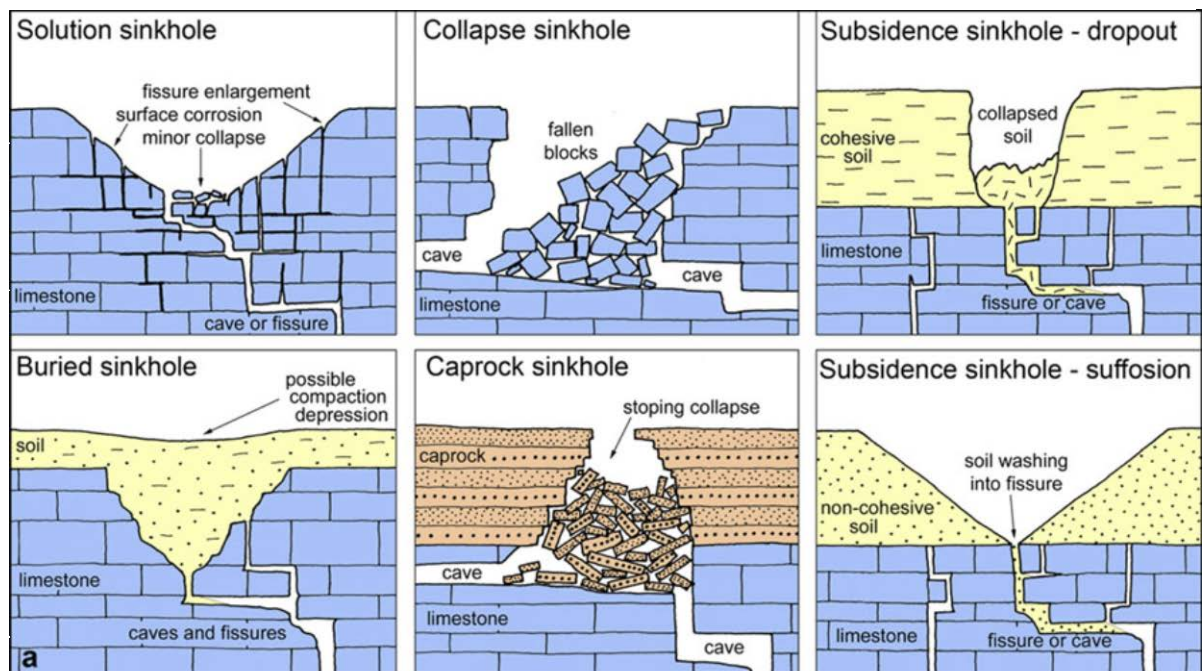


fig. 19 Le sei tipologie di sinkhole definite da Waltham et alii (2005) e descritte in tabella 1.

La metodologia classificativa di Gutiérrez et alii (2014) (fig. 20 consiste nell'antecedere due termini alla parola sinkhole: il primo associato al materiale dominante coinvolto (bedrock, caprock e cover), il secondo la genesi del processo (collapse, suffosion e sagging).

Come la precedente classificazione anche questa individua due famiglie di sinkhole: i *solution sinkhole* e i *subsidence sinkhole* (Gutiérrez et alii 2014) e tre tipologie di materiale:

- a) *cover*: suoli e depositi sciolti;
- b) *caprock*: substrato roccioso composto da rocce non carsificabili poste al di sopra di quelle carsificabili;
- c) *bedrock*: substrato roccioso composto da rocce carsificabili.

Nella famiglia dei *subsidence sinkhole* sono presenti sette diverse tipologie, che possono essere ulteriormente combinate tra loro:

- 1) *cover sagging sinkhole*
- 2) *cover suffosion sinkhole*
- 3) *cover collapse sinkhole*
- 4) *bedrock sagging sinkhole*
- 5) *caprock sagging sinkhole*
- 6) *bedrock collapse sinkhole*
- 7) *caprock collapse sinkhole*.

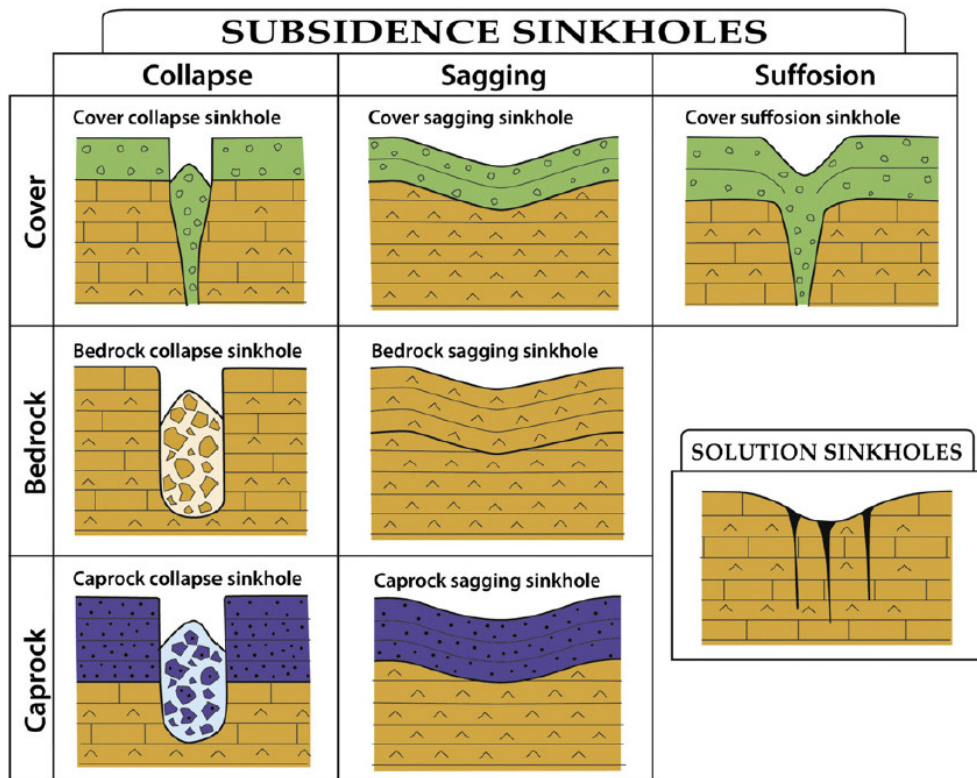


fig. 20 Tipologie di sinkhole secondo la classificazione proposta da Gutiérrez et alii, 2014.

- 1) *cover sagging sinkhole*: si verificano laddove il substrato carsificabile è ricoperto da depositi sciolti. La formazione della depressione, dovuta ad una corrosione differenziale delle litologie coinvolte, non richiede la presenza di cavità all'interno del bedrock, ma si ha un accomodamento continuo dei depositi che impediscono la formazione di vuoti. Si crea una struttura bacinale chiusa solitamente poco profonda con margini non ben definiti che può avere anche diametri di centinaia di metri (Gutiérrez et alii, 2008). Data la loro lenta evoluzione non costituiscono un vero pericolo per l'uomo, ma possono causare ingenti danni agli edifici e alle infrastrutture.
- 2) *cover suffosion sinkhole*: quando i depositi sono duttili o granulari, il trasporto del materiale attraverso i condotti di dissoluzione causa un accomodamento dei depositi di superficie.
- 3) *cover collapse sinkhole*: quando i depositi sono coesivi e fragili, è possibile che in corrispondenza del condotto si sviluppi una cavità con il tetto ad arco. Questo vuoto può migrare verso l'alto a causa di crolli successivi.

I *cover suffosion* e i *cover collapse sinkhole* si verificano laddove la circolazione dell'acqua attraverso un substrato roccioso solubile ricoperto da depositi sciolti tende a concentrarsi lungo i piani di discontinuità e le loro intersezioni dando origine a condotti che si allargano progressivamente (Gutiérrez et alii, 2008). In aree di ricarica, in zona vadosa, tale meccanismo porta ad un'accelerazione del processo di carsificazione e alla conseguente formazione di strutture di assorbimento preferenziale dei depositi detritici sovrastanti. In zone in cui il flusso si verifica dal basso verso l'alto, l'orientazione dei condotti o delle fratture allargate non è solo verticale ma può avere orientazioni diverse. Qui i depositi non consolidati possono migrare verso il basso attraverso le fessure e i condotti mediante un processo detto di *soffusione*.

- 4) *bedrock and 5) caprock sagging sinkhole*: il processo di *sagging* (accomodamento) è dovuto alla dissoluzione preferenziale interstrato dovuta alla presenza di minerali quali halite e glauberite. Gli strati sovrastanti si flettono e piegano dando origine così ad una depressione non dovuta alla presenza di cavità al di sotto della struttura stessa. Se la dissoluzione e l'accomodamento avvengono all'interno del substrato roccioso carsificabile, allora si parla di *bedrock sagging sinkhole*. Qualora al substrato carsificabile sia sovrapposto un substrato roccioso non carsificabile, si parla di *caprock sagging sinkhole*.
- 6) *bedrock and caprock collapse sinkhole*: quando il verificarsi di un collasso è legato ai seguenti fattori: presenza di una cavità nel bedrock, grado di fratturazione degli ammassi rocciosi e fluttuazioni della falda. La forma più semplice di *collapse sinkhole* è data dal crollo totale del tetto di una cavità subsuperficiale (fig. 21).

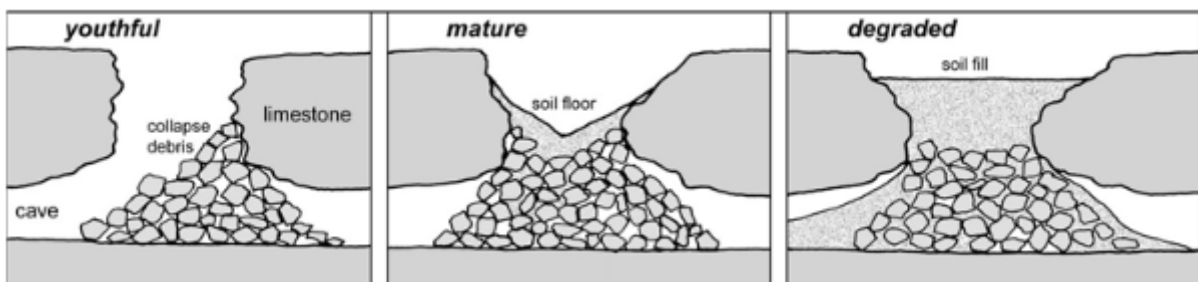


fig. 21 I tre profili sintetizzano l'evoluzione di un *collapse sinkhole* da una fase giovanile fino ad una più matura (modificato da Waltham, 2005).

3.3. La classificazione dei fenomeni di sprofondamento in base alla casistica italiana

La difficoltà di realizzare una classificazione soddisfacente dei fenomeni di *sprofondamento*, da un punto di vista genetico-evolutivo, risiede nel fatto che lo sviluppo di tali fenomeni è spesso legato alla coesistenza di più variabili, la cui trattazione non risulta sempre di facile analisi. Molteplici sono infatti i fattori che partecipano alla evoluzione di uno sprofondamento catastrofico, soprattutto se si tiene presente che le aree italiane in cui si verificano i fenomeni, sebbene geologicamente diverse, presentano un fattore unificante rappresentato dall'essere sempre aree di pianura e di risorgenza delle acque sotterranee che circolano in circuiti profondi all'interno del bedrock.

La più recente e completa classificazione proposta in ambito internazionale è quella di Waltham et alii (2005) che a sua volta deriva da lavori precedenti degli stessi autori (in particolare, da Waltham & Fookes, 2003). Essa suddivide i fenomeni di sinkholes in sei tipologie: *sinkhole da dissoluzione*, *sinkhole da crollo*, *sinkhole della copertura*, *sinkhole per caduta a goccia*, *sinkhole da suffosione*, *sinkhole sepolti*. Di tale classificazione se ne parlerà nel cap.13.

Una prima classificazione generale (fig. 22) delle varie tipologie di sprofondamenti vede la suddivisione in alcune grandi classi di fenomeni in relazione ai processi genetici che li hanno originati, e cioè l'attività umana, le acque di infiltrazione, o i fluidi di risalita:

- i) sprofondamenti antropici (coincidenti con il termine di *anthropogenic sinkhole*),
- ii) fenomeni carsici;
- iii) fenomeni di eversione o suffosione superficiale
- iv) fenomeni di piping profondo.

Si definisce in generale per *sprofondamento* una cavità di forma varia, anche se generalmente sub-circolare, formata rapidamente, tipica di zone carsiche, di aree di pianura, di aree urbane, di aree il cui sottosuolo presenti altre cavità anche di origine antropica. In base ai meccanismi genetici:

Sprofondamento di origine antropica -anthropogenic sinkhole: semplice collasso di volte originate dall'attività umana (cave, miniere, catacombe, scavi di varia origine etc.), con formazione di cavità con morfologia varia, non necessariamente sub-circolare.

Per quanto riguarda i fenomeni carsici sembra utile riportare la suddivisione genetica delle doline; la classificazione di questi fenomeni è stata realizzata in base al meccanismo che provoca la cavità in superficie. I meccanismi a cui sono riconducibili i fenomeni sono i seguenti:

1. *la sola dissoluzione o solution*
2. *la lenta subsidenza o subsidence*
3. *il crollo o collapse*

Dolina di soluzione normale- solution sinkhole: conca chiusa (dallo slavo dol che significa valle) originata per dissoluzione della roccia da parte dell'acqua di ruscellamento superficiale (Cramer, 1941; Castiglioni, 1986). Questa tipologia carsica si verifica nei casi in cui il substrato carbonatico è affiorante o sub-affiorante, tipica nelle aree di altopiano o dorsale carbonatica. E' possibile che sia presente un esiguo spessore del materiale

di copertura o terre rosse che comunque consente l'attacco diretto da parte dell'acqua di ruscellamento. Quando il fenomeno risulta accelerato e concentrato si parli di *accelerated solution doline* (Sauro, 2003).

Dolina alluvionale-subsidence sinkhole- cover subsidence sinkhole: conca chiusa che si forma su materiali di copertura in genere, e/o alluvionali, in seguito all'originarsi, in rocce solubili sottostanti, di cavità carsiche per dissoluzione sub-superficiale o di crollo (Castiglioni, 1986). Tale tipologia è caratteristica delle aree dove al di sopra di un bedrock carbonatico carsificato, sono presenti spessori di materiale non coesivo come ad esempio sabbie sciolte e ghiaie. I meccanismi di innesco di questo tipo di morfologia sono dovuti a processi di natura gravitativa e di filtrazione (*raveling*) che subiscono i terreni sciolti nelle cavità carsiche del bedrock. I materiali incoerenti infatti, posti al di sopra delle cavità del substrato vengono drenati nelle cavità sottostanti mediante meccanismi di *raveling* (Tihansky, 1999). L'attivazione del fenomeno avviene in relazione alle caratteristiche fisico-meccaniche del materiale di copertura, nonché nello spessore dello stesso (Newton, 1984, 1987). Il propagarsi del fenomeno agli strati superficiali della copertura determina il formarsi di un avvallamento della topografia. Il continuo progredire dei processi di dissoluzione del *bedrock* e di filtrazione nella copertura fanno sì che la cavità si approfondisca fino al cessare del fluire del materiale nella cavità carsica. L'evoluzione di questa tipologia avviene in maniera piuttosto graduale, anche se le dimensioni e le profondità possono arrivare ad alcune decine di metri.

Dolina di subsidenza in roccia- rock subsidence sinkhole: cavità formatesi su rocce coerenti e permeabili ma non solubili, poggiate su rocce solubili per crollo di volta (Castiglioni, 1986). La formazione della cavità avviene per movimenti successivi e assestamenti graduali dei litotipi con comportamento rigido, con formazione di un reticolo di fratture.

Dolina di crollo- cave collapse sinkhole: cavità con forma a pozzo nei calcari e in rocce solubili formatesi per il crollo del soffitto di grotte (Cramer, 1941; Castiglioni, 1986 Ford & Williams 1989). Al tetto della cavità carsica è necessario che vi sia materiale litoide (tufi, calcari, travertini etc.). La cavità viene generata dal progressivo assottigliamento del materiale costituente la volta. L'attivarsi della dolina di crollo può generare spesso sia per le dimensioni sia per la repentinità dei fenomeni conseguenze catastrofiche. La forma della cavità originatasi secondo questo processo tende ad allargarsi verso il basso con pareti che non sono perfettamente verticali ma secondo un profilo tronco-conico.

Dolina per crollo di copertura- cover collapse sinkhole: cavità con forma cilindrica o troncoconica sviluppata su coperture terrigene poste al di sopra di bedrock carbonatico formatesi per il crollo della volta (Cvijic, 1893; Cramer, 1941; Castiglioni, 1986 Ford & Williams 1989). Al tetto della cavità carsica è necessario che vi sia materiale terrigeno permeabile o semipermeabile di spessore modesto. La cavità viene generata dal progressivo assottigliamento del materiale costituente la volta. I meccanismi che producono il crollo sono prevalentemente controllati dall'infiltrazione dall'alto (*raveling*) e da collassi che procedono dal basso verso l'alto (Tharp, 1999 cum biblio). L'attivarsi della dolina di crollo può generare spesso sia per le dimensioni sia per la repentinità dei fenomeni conseguenze catastrofiche. Tale tipologia di sinkhole appare molto simile al sinkhole per piping profondo le sole caratteristiche distintive sono lo spessore della copertura, che in questo caso è più esiguo (<30 m), mancanza di processi di liquefazione e mancanza di fluidi aggressivi in pressione.

Cavità di evorsione: sono relative a processi erosivi provocati da turbolenze ad asse verticale che si verificano generalmente in grandi pianure alluvionali (Pianura Padana) in seguito a rotte arginali, o in ambienti lagunari e deltizi in relazione ad ingressioni marine. Le forme risultanti (omologhe ai sinkhole ponds.) da tali processi sono laghetti sub-circolari in aree di pianura (gorghi o laghetti di rotta), con diametri variabili da 100 a 30 m e profondità fino a un massimo di 13-15 m. Tali laghetti risultano collocati ove si può ritenere che si sia prodotta la confluenza di notevoli quantità d'acqua; risultano ubicati ai piedi di un argine fluviale in corrispondenza di una rotta, o in un territorio depresso nel luogo di convogliamento di acque tracimate, oppure in punti in cui queste hanno dovuto attraversare strutture lineari come argini, dossi, cordoni litoranei. Queste cavità si formano su

terreni in cui è presente una grande percentuale di sabbia. In tali condizioni possono giocare ruolo determinante processi di suffosione superficiale e il sifonamento; infatti in condizioni di elevata pressione idrostatica, in tali ambienti, è frequente la formazione di "fontanazzi", che non vanno confusi con i gorgi, ma possono costituire il punto di innesco (Bondesan, 1995). Per tali motivi i gorgi presentano analogie con i sinkhole pounds, ma il processo genetico notevolmente differente procede nel caso dell'evorsione dall'alto anche se aiutato da processi erosivi superficiali dal basso.

Cavità di suffosione:

Si tratta di cavità di forma circolare che si realizzano in terreni sciolti (generalmente in coperture eluviali e colluviali) per fenomeni di erosione dal basso con formazione di condotti verticali e sub-orizzontali che interessano soltanto i primi metri della copertura (Castiglioni 1986).

Sinkhole per piping profondo- Deep Piping Sinkhole: caratteristica distintiva è un meccanismo profondo di erosione dal basso che investe spessori notevoli di copertura. Questa classe è rappresentata da cavità colmate d'acqua, attraverso il processo di annegamento, che si aprono su coperture a granulometrie variabili ma prevalentemente fini (argille siltose o limi con spessori superiori ai cento metri) impermeabili o semipermeabili, in cui è improbabile una filtrazione verso il basso (Nisio, 2003; Tuccimei & Salvati, 2003; Nisio & Salvati, 2004). Ciò che distingue questi sinkhole, è il fatto che l'acqua di riempimento, mineralizzata e con risalita di gas, presenta una prevalenza tale da renderla a volte artesianiana al piano campagna o al di sopra di esso generando quindi delle sorgenti (da cui il nome anche di spring sinkhole usato da alcuni Autori; Tuccimei & Salvati, 2003).

La coesistenza di acque mineralizzate e di emissioni gassose, sostanzialmente riconducibili a CO₂, H₂S, assente o limitata in tutti gli altri fenomeni censiti nelle diverse aree, induce ad invocare un modello genetico ed evolutivo che si discosta da quelli comunemente accettati.

Si può ipotizzare un ruolo attivo e di primo piano svolto dal "fattore A/G" (Artesianismo/Gas), sia nella genesi che nello sviluppo di questo tipo di fenomeni. In particolare si pensa che, al momento della formazione di questi fenomeni, la risalita di acque miscelate a gas di origine profonda possa aver meccanicamente contribuito in maniera determinante all'attivazione degli sprofondamenti (Nisio & Salvati, 2004).

In altre parole, a differenza degli altri tipi di fenomeno, l'acqua presente all'interno di questi sinkhole sarebbe idraulicamente connessa alla circolazione idrica sotterranea attiva nel basamento carbonatico (Ciotoli *et alii* 1998; 2001; Tuccimei *et alii*, 2002; Nisio, 2003; Tuccimei & Salvati, 2003; Beaubien *et alii* 2003; Annunziatellis *et alii*, 2004; Nisio & Salvati, 2004; Nisio *et alii* 2007; Caramanna *et alii* 2008); ovvero in questo tipo di sinkhole la quota di imposta della deformazione sarebbe proprio quella del tetto del bedrock carbonatico, indipendentemente dalla profondità a cui esso è posto. La falda in pressione, indotta dal differenziale idraulico rispetto alle zone di alimentazione poste nei massicci limitrofi, risalirebbe lungo discontinuità tettoniche (Faccenna *et alii*, 1993), agevolata anche dalla presenza di convogli gassosi in risalita dal profondo.

L'azione combinata di aggressione chimica, legata alla rinnovata aggressività delle acque conferitagli dal mixing con i fluidi gassosi acidi, e di aggressione meccanica, indotta dal moto turbolento che si innescherebbe nelle fratture in allargamento, nonché dal rimescolamento provocato dal materiale che progressivamente vi precipita, porterebbe ad una accelerazione dei fenomeni di propagazione della deformazione all'interno della copertura, rendendo così possibile il verificarsi di questi fenomeni anche laddove questa raggiunge spessori dell'ordine del centinaio di metri.

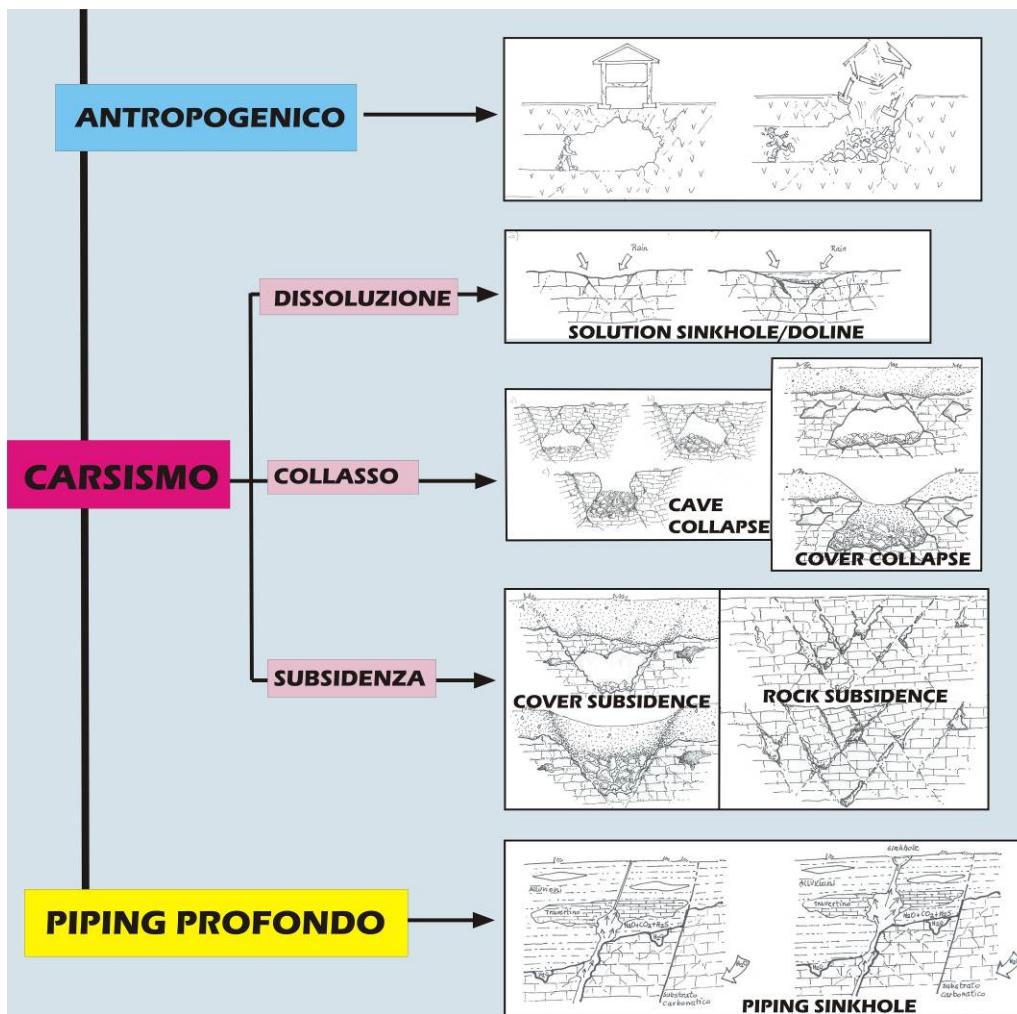


fig. 22 Classificazione dei fenomeni di sprofondamento

3.4. I Deep Piping Sinkhole

3.4.1. Il Processo Genetico

I *deep piping sinkhole* non vengono descritti nello specifico da Waltham & Fookes (2005) nella classificazione precedentemente riportata e rappresentano un particolare tipo associabile ai *dropout sinkholes* (sinkholes per caduta a goccia), del tutto tipico di alcune aree di pianura italiane.

Il modello geologico concettuale affinché si verifichi un *sinkhole* di questo tipo prevede la presenza al di sopra del *bedrock* carbonatico carsificato di un potente pacco (50-200m) di depositi di copertura. Le dimensioni granulometriche degli elementi della copertura possono essere variabili ma generalmente si tratta di depositi alluvionali che presentano frequenti variazioni granulometriche in senso verticale e laterale, dalle argille-sabbiose, ai limi, alle sabbie, alle ghiaie. Associazioni sedimentarie di questo tipo determinano nell'intero pacco un certo grado di coesione e una portanza naturale.

Appare molto improbabile, per lo spessore notevole dei materiali di copertura (fino a 200 m), un risentimento in superficie di un processo di crollo a partire da una cavità profonda, mediante processi di *raveling* (scorrimento di

materiale verso il basso), soprattutto per la presenza all'interno di tali sedimenti di depositi argillosi impermeabili o scarsamente permeabili in grado di assorbire le deformazioni che si sono generate in profondità

Inoltre in gran parte dei casi di *sinkholes* studiati si osserva l'assenza di movimenti rivolti verso il basso delle acque di circolazione idrica sotterranee, almeno nei primi metri di copertura, in grado di drenare il materiale di copertura. Il fenomeno è poi facilitato se all'interno del pacco di sedimenti sono presenti lenti di terreni carsificabili (quali travertini, o ghiaie di natura prevalentemente carbonatica).

Nelle sabbie la presenza di acqua determina un aumento delle forze di galleggiamento, nel caso di una formazione argillosa invece l'acqua agisce direttamente sullo stato di coesione del materiale generando in entrambi i casi un'azione di ritardo dei processi di *raveling* che potrebbero interessare questi terreni (White 1995).

I processi di *deep piping* avvengono solitamente in materiali che presentano una classe granulometrica corrispondente alle sabbie o ai limi, le argille coesive non possono essere soggette a *piping* proprio perché materiali dotati di coesione. Tuttavia in presenza di una coltre, costituita da alternanze di terreni a differente granulometria, non si può escludere che i processi di *piping* possano avvenire solamente in alcuni intervalli del pacco alluvionale. Sono stati studiati (Berti *et alii* 2002, Costantini & Censini, 2002, Del Greco *et alii* 2003, 2004, Campobasso *et alii* 2004), e verranno anche di seguito illustrati, casi in cui il modello di *deep piping sinkhole* si adatta a sprofondamenti che hanno interessato coperture costituite da orizzonti di argille marine plioceniche dotate di discreta coesione.

I modelli concettuali esistenti, per lo più derivati da esempi stranieri, per spiegare tali tipi di cavità mal si adattano alla complessità della situazione geologico strutturale ed idrogeologica delle condizioni al contorno di alcuni dei casi individuati in Italia.

Ciò che accade è la formazione di una cavità all'interno del materiale di copertura che si propaga dall'interfaccia tra il *bedrock* e i depositi di copertura (o al contatto di litologie con differenti caratteristiche di resistenza) verso l'alto (White, 1995; Tharp, 1999; 2000), si innalza fino a quando la stessa non riesce più a sopportare gli sforzi di taglio, allora il materiale crolla dando luogo ad una voragine (fig.23) che si forma nell'arco di 6-24 ore (ne sono esempi i casi avvenuti in epoca molto recente). La profondità solitamente in cui può avvenire il collasso finale può essere stimata pari a circa una trentina di metri (dato proveniente dalle indagini geofisiche svolte per alcuni dei fenomeni studiati), la cavità perciò risale verso l'alto fino a 30 m dal p.c. dopo di che si ha il collasso.

Il meccanismo di formazione sarebbe dunque operato dalle acque, ricche di gas, in pressione e in risalita.

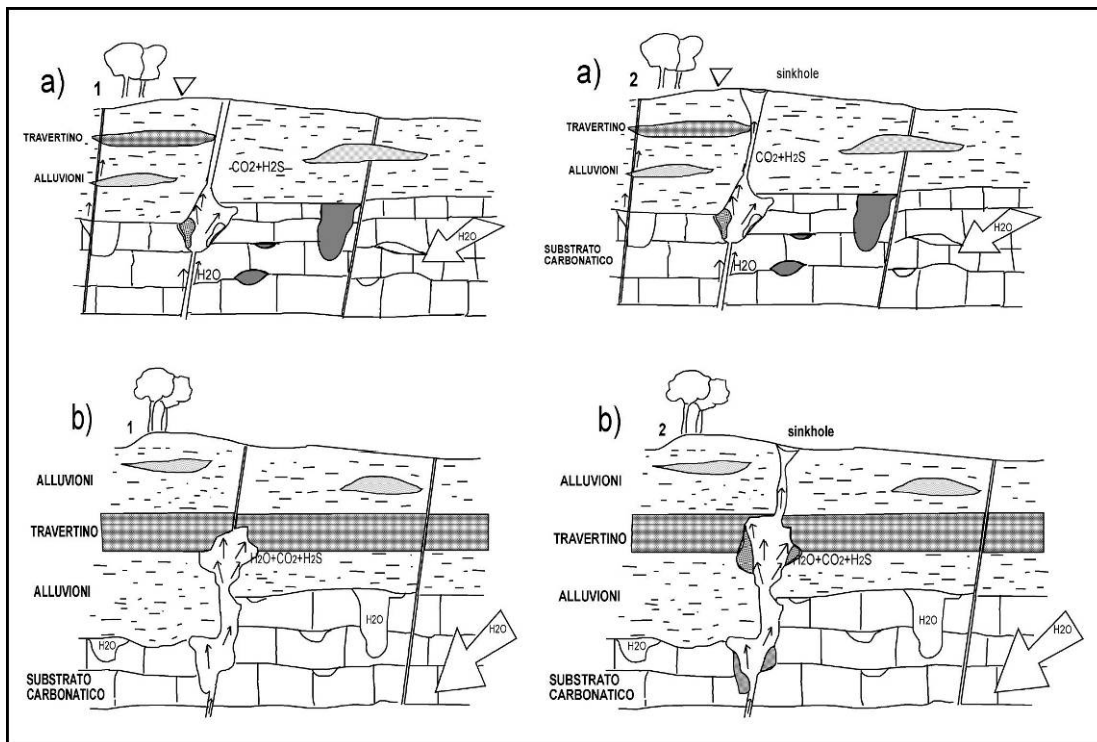


fig. 23 Schema dei meccanismi di risalita (da Nisio 2003).

Si ritiene possibile che movimenti orientati verso l'alto, guidati da differenze di carico idraulico, possano provocare in terreni non consolidati (Massari *et alii*, 2001) così come in terreni a maggiore resistenza ma facilmente erodibili (Hill, 1996) fenomeni di liquefazione e/o dissoluzione che progrediscono dal basso verso l'alto attraverso camini, prodotti da fenomeni di condensazione che favoriscono la concentrazione della dissoluzione in particolari punti, spesso corrispondenti anche a linee di frattura ad andamento subverticale (definiti da alcuni autori *pipes*) Hill, 1996; Massari *et al.*, 2001).

I *pipes*, orientati lungo direttrici sub-verticali, mostrano al loro interno motivi deposizionali di tipo convesso rispetto alla direzione di propagazione delle acque di *upwelling*, proprio in virtù della rideposizione che subiscono i materiali interessati dalla liquefazione (Massari *et alii*, 2001). La risalita di acque profonde, in alcuni casi studiati, potrebbe essere controllata da discontinuità presenti nel *bedrock*, e talvolta anche nella stessa copertura, che andrebbero a rappresentare delle vere e proprie vie di fuga, oltre che per i gas, per le acque in pressione dell'acquifero profondo.

Le pareti delle cavità sono in genere perfettamente verticali con forma complessivamente cilindrica, il diametro e le profondità raggiungono poche decine di metri.

Tali cavità spesso vengono riempite d'acqua poiché si arriva all'intercettazione della falda o sono sede al fondo di sorgenti spesso di acque mineralizzate, il che fa presupporre una risalita da falde profonde in pressione.

In alcuni casi assume importanza l'area di ricarica rappresentata da un acquifero che dà origine ad intensa circolazione sotterranea con formazione di sorgenti, talvolta anche minerali o termominerali, di elevata portata.

Una ulteriore origine dei fenomeni di liquefazione è rappresentata dalla propagazione di onde sismiche, provenienti anche da ipocentri di lontana origine, che determinano la rottura di un equilibrio metastabile (Ferrelli *et alii* 2004, Graciotti *et alii* 2004).

In corrispondenza di un evento sismico, in un terreno granulare saturo, il passaggio di onde sismiche provoca infatti, unitamente al cambiamento dell'assetto dei granuli, un incremento della pressione di poro che, se raggiunge i valori della pressione litostatica determinata dal carico dei materiali soprastanti, porta alla liquefazione dei terreni. Nel caso, inoltre, in cui la falda non sia troppo profonda tale fenomeno può tradursi nella fuoriuscita violenta di sabbia mista ad acqua dal terreno.

3.4.2. La morfologia

I fattori di innesco, la genesi e lo sviluppo dei *deep piping sinkhole* sono sostanzialmente diversi da quelli delle doline, in particolare in considerazione del fatto che sostanzialmente i primi sono fenomeni che si generano e si propagano dal basso verso l'alto (*hypogeous upward propagation*), mentre le seconde sono dovute a processi di infiltrazione delle acque superficiali (dall'alto al basso all'interno del terreno).

Ciononostante, le forme conclusive con cui i due tipi di fenomeni si presentano sono molto simili e rappresentano probabilmente l'elemento di maggior difficoltà per discriminare un processo dall'altro.

In generale questi sprofondamenti sono forme erosive sub-circolari e geometria cilindrica, formatesi rapidamente, con diametri estremamente variabili (fig. 24) (White, 1988; Canuti, 1982; Galloway *et alii*, 1999; Hyatt *et alii*, 2001) localizzati in aree di pianura, al di sopra di terreni di copertura di elevato spessore (Canuti, 1982; Salvati & Sasowsky, 2002; Nisio, 2003). La forma e la geometria sub-cilindrica o tronco-conica dei *sinkholes* è stata rilevata da numerosi Autori nel corso di indagini batimetriche (Ogden *et alii*, 1989; Bono, 1995), di indagini geofisiche (Steeple *et alii*, 1984; Chang & Basnett, 1995; Kaufmann & Quinif, 1999; Argentieri *et alii*, 2001b; Di Filippo *et alii*, 2002;) o di investigazioni subacquee (Caramanna, 2001; Gary *et alii*, 2003) ed è stata inoltre evidenziata da diversi lavori di modellizzazione analogica (Waleed & Goodings, 1996) o di simulazione numerica (Waleed, 1995; Tharp, 1997; Salvati *et alii*, 2001b). Essa risponde strettamente alle modalità di sviluppo e di propagazione della deformazione che in termini semplificativi può essere assimilata allo sviluppo dei camini di collasso ben noti a chi si occupa di stabilità delle opere in sotterraneo.

Concettualmente, la forma e la geometria dei *sinkhole* deriva da un processo che prevede l'innesco di uno "svuotamento" dal basso di un piccolo settore della copertura talora a contatto con il bedrock (protocavità). Questo "svuotamento" si propaga quindi per "crolli successivi" attraverso l'intero spessore dei depositi di copertura assumendo, in funzione della combinazione di più processi (piping, raveling, crolli successivi), e della reologia e del comportamento meccanico dei materiali interessati, geometrie che possono essere imbutiformi o di condotti pseudo-cilindrici. Il collasso finale, nel momento in cui la propagazione della deformazione arriva in prossimità della superficie, avviene in unica soluzione e porta alla genesi delle forme cilindriche.

Nel caso in cui si verificano le condizioni per una reiterazione del fenomeno nello stesso punto (Capelli *et alii*, 2000), i *sinkhole* possono assumere forme meno definite e più articolate per la coalescenza dei diversi sprofondamenti.



Fig 24 Esempi delle variabilità del diametro delle cavità: a) Sinkhole del Bottegone (GR); b) Sinkhole del CentroAgricolo Piana di S. Vittorino (RI)

3.4.3. Propagazione dei fenomeni

I fattori di sviluppo sono quegli elementi che agevolano, favoriscono o comunque caratterizzano la propagazione della deformazione dal punto di innesco verso la superficie.

Tra questi un ruolo di primo piano è svolto dalle caratteristiche reologiche e dalle proprietà geomeccaniche dei terreni che costituiscono la copertura. Come esposto da Tharp (1997, 1999, 2000) il fenomeno dell'*upward propagation* può essere descritto con un modello di deformazione poroelastica dei terreni sottoposti a stress (Salvati *et alii*, 2001 ; Garbin *et alii*, 2004). Le cause che possono indurre stress e quindi innescare, nelle condizioni favorevoli, lo sviluppo di un *sinkhole*, sono molteplici tra cui occorre ricordare:

- (i) la decompressione repentina dell'acquifero confinato;
- (ii) la "rottura" dell'interfaccia *bedrock*/copertura con conseguente innesco di un fenomeno di *ravelling* e quindi la creazione di microcavità;
- (iii) l'effetto di "pumping" dinamico che la falda in pressione in pressione esercita sui terreni di copertura;
- (iv) la suffusione profonda o *deep piping* che le acque di circolazione carsica potenti, aggressive e veloci esercitano sui depositi a scarsa coesione.

Anche la propagazione verso l'alto della deformazione è direttamente dipendente dalle caratteristiche geotecniche dei terreni interessati. Mentre, infatti, è intuitivo che una copertura composta di materiali privi di coesione si comporterà come la sabbia in una clessidra, fluendo senza soluzione di continuità verso il basso e propagandosi in progressione geometrica con una forma conica, la presenza di orizzonti o spessori di materiali coesivi o addirittura litoidi o pseudolitoidi, presenti pressoché ovunque nelle stratigrafie delle pianure italiane, imporrà alla propagazione della deformazione un avanzamento per fasi discrete. Queste, inoltre, produrranno delle geometrie non necessariamente coniche o pseudo-coniche, bensì cilindriche, in virtù delle proprietà dei materiali più competenti.

Altri importanti elementi di sviluppo sono: i già citati *pumping* e *deep piping* che la falda in pressione esercita sui terreni della copertura una volta che si siano create le condizioni per un “de-confinamento” locale. E’ possibile ipotizzare, nel momento in cui, rotta l’interfaccia di confinamento tra acquifero e copertura, la falda in pressione è libera di spingere sui terreni sovrastanti, si possono innescare fenomeni di erosione meccanica diretta dei terreni di copertura stessi e soprattutto, se le condizioni di circolazione carsica lo permettono, di dissoluzione chimica, trasporto solido ed allontanamento del materiale eroso da parte della circolazione idrica sotterranea.

A questo occorre poi aggiungere il non trascurabile effetto indotto dai fluidi gassosi (in genere CO₂ e H₂S) risalenti dal profondo e delle mutate condizioni idrogeochimiche prodotte dal miscelamento con fluidi mineralizzati. Questi due fattori giocano un ruolo di alterazione chimica dei terreni di copertura con conseguente erosione chimica o degradazione delle caratteristiche geomeccaniche dei terreni. I convogli gassosi inoltre possono esercitare un effetto di sottospinta che si aggiunge a quello esercitato dalla falda in pressione. Fattore ricorrente nelle aree suscettibili ai fenomeni studiate è la presenza di discontinuità tettoniche o strutturali nel substrato, che possono in alcuni casi essere anche lineamenti tettonici attivi che interessano gli stessi terreni di copertura, i quali rappresentano generalmente le vie preferenziali di sviluppo dei processi sopradetti e conseguentemente le zone in cui preferenzialmente si sviluppano i *sinkhole* (Brook & Anderson, 1985; Veni, 1987; Faccenna *et alii*, 1993; Faccenna *et alii*, 1994; Kaufmann & Quinif, 1999; Capelli *et alii*, 2000, 2001; Colombi *et alii*, 2001; Argentieri *et alii* 2001 a, b; Bersani & Castellano, 2002; Salvati *et alii*, 2001; Salvati & Sasowsky, 2002, Nisio, 2003, Nisio *et alii* 2007; Caramanna *et alii* 2008).

3.5. Le cause predisponenti ed innescanti

I *sinkholes* si originano in contesti di complesse situazioni geologico-strutturali ed idrogeologiche del territorio e vengono innescati per motivi di diversa natura quali un sisma, un periodo di siccità seguito da un periodo di ricarica e di risalita della falda che può provocare una variazione rapida del livello piezometrico), l’emungimento di grandi quantitativi di acqua dal sottosuolo.

Definire una causa principale è difficile poiché esse sono molteplici e generalmente concomitanti; le cause possono essere distinte in predisponenti ed innescanti il processo, e così riassunte:

Cause predisponenti

- 1) La presenza di un pacco di sedimenti impermeabili o semi-permeabili al tetto del substrato, costituito da limi, argille, sabbie a differente granulometria, omogenee o eterogenee;
- 2) Scadenti caratteristiche fisico-meccaniche dei materiali di copertura;
- 3) Presenza di un reticolo di fratture o faglie che permettano una maggiore circolazione idrica con scambi tra terreni di copertura e substrato facilitando l’erosione meccanica dei terreni sciolti;
- 4) Presenza di acque di circolazione sotterranea; una falda con oscillazione del livello piezometrico
- 5) In alcuni casi è presente un substrato carbonatico o costituito da roccia solubile sottoposto a fenomeni carsici; la presenza di una morfologia articolata del substrato, con macroforme carsiche (*doline*, *uvala*, crepacci e grotte) e con cavità carsiche presenti al tetto del substrato (interfaccia copertura/roccia);
- 6) Presenza di gas nel sottosuolo, generalmente CO₂ e H₂S, che consentano, in alcuni casi, la dissoluzione dei materiali di copertura e la risalita delle acque;

Eventi innescanti

Tra i principali eventi che possono indurre la formazione di *sinkholes* si ricordano:

- 1) Alternanza di periodi secchi e piovosi con conseguenti rilevanti oscillazioni della falda

- 2) Scosse sismiche.
- 3) Attività antropiche: estrattive, emungimenti di acqua.

Tali eventi determinano alla formazione del sinkholes in seguito ai seguenti possibili meccanismi:

- i. Decompressione repentina dell'acquifero in pressione;
- ii. "Rottura" dell'interfaccia bedrock/copertura con conseguente innesco di un fenomeno di raveling e quindi la creazione di microcavità;
- iii. l'effetto di "pumping" dinamico che la falda in pressione esercita sui terreni di copertura;
- iv. la suffosione o piping che le acque di circolazione potenti e veloci esercitano sui depositi a scarsa coesione.

3.5.1. Il trasporto dei materiali

Un problema ancora dibattuto in letteratura è il movimento, il trasporto e lo smaltimento del materiale che collassa verso il basso. La comprensione del fenomeno è difficile in quanto esso è solo in casi eccezionali sottoposto ad osservazione diretta.

Il *trasporto verticale* del materiale, dalla superficie verso il fondo, risulta strettamente connesso alla propagazione verso l'alto delle cavità all'interno dei terreni di copertura.

Il terreno collassato potrebbe essere compattato o trasportato in profondità sia per processi gravitativi di *raveling* e andare a colmare cavità carsiche presenti nel substrato, ma è anche possibile che possa subire un trasporto orizzontale attraverso condotti carsici orizzontali. In quest'ultimo caso è necessaria la presenza di un vero e proprio circuito di drenaggio del materiale, ovvero di un reticolo carsico sotterraneo ben sviluppato e/o di paleo-reticoli carsici. Tuttora si permane nel campo delle sole ipotesi.

Il fattore che influenza in maniera determinante i movimenti verticali dall'alto verso il basso, che avvengono lungo le fratture nella copertura alluvionale al tetto del substrato, è dato dalla posizione della superficie piezometrica e dalle sue oscillazioni (Tharp 1999; White 1995).

Quando la falda si trova al di sopra del tetto dell'interfaccia substrato/copertura l'azione composta delle forze di galleggiamento e della pressione idrostatica di contropinta, che agisce sui materiali posti al di sopra della cavità, unitamente al lento fluire del materiale nei condotti carsici, genera un ritardo dei processi di caduta del materiale di copertura (White 1995) determinando una lenta evoluzione del *sinkhole*.

E' stata osservata, a questo proposito, una diretta connessione fra i fenomeni di sprofondamento e le oscillazioni della superficie piezometrica (Tihansky 1999) in aree interessate da intensi emungimenti delle falde più o meno profonde o in occasione di periodi di intensa siccità alternati a periodi di alluvionamento.

Tharp (1995, 1997, 1999, 2000), mediante un approccio analitico del fenomeno (*poroelastic analysis*), asserisce che, nelle condizioni in cui si verifichi un abbassamento della superficie piezometrica al di sotto dell'interfaccia substrato/copertura, i terreni soprastanti il substrato, posti ai margini di un'ipotetica cavità iniziale, subirebbero una sorta di rottura idraulica a causa della perdita delle forze di galleggiamento e dell'aumento del gradiente della pressione di poro, generando così una propagazione verso l'alto del vuoto iniziale, internamente ai terreni di copertura stessi. Inoltre l'Autore suggerisce che, ammettendo un vuoto iniziale in seno ai terreni di copertura di forma sferica, i processi di rottura idraulica possano agire con un'intensità direttamente proporzionale al raggio della cavità stessa.

Il *trasporto orizzontale* invece può avere luogo nel momento in cui, alla base dei condotti carsici sub-verticali, attraverso i quali avvengono i primi processi di caduta del materiale di copertura, si verificano le condizioni di presa in carico e di rimozione del tale materiale. Affinché si abbiano queste condizioni bisogna ipotizzare quindi delle vere e proprie modalità di trasporto solido che si localizzi alla base dei condotti sub-verticali e che, instaurandosi all'interno di cavità carsiche attive, si evolva, rispetto a questi, lungo delle direttrici orientate tangenzialmente.

Per cavità carsiche attive ci si riferisce a quelle cavità carsiche in grado di ospitare dei veri e propri "corsi d'acqua sotterranei" all'interno dei quali avvengono processi di trasporto del materiale del tutto simili a quelli che avvengono in corsi d'acqua subaerei (White 1995).

In questo caso i materiali delle dimensioni della sabbia fine sono i più trasportabili, mentre quelli di dimensioni minori, essendo soggetti a coesione e/o flocculazione tendono ad agglomerarsi e a depositarsi, necessitando così di una maggiore energia da parte del corso d'acqua per essere rimossi dal fondo. Tuttavia le fasi di maggiore interesse per lo sviluppo di sinkhole sono quelle legate a elevata energia dei corsi d'acqua sotterranei, vale a dire durante le piene e fasi alluvionali che risultano in grado di erodere e trasportare materiali anche grossolani.

In aree pianeggianti sede di recapito delle acque sotterranee, all'interno di un acquifero in pressione, impostatosi in corrispondenza di corpi carbonatici, per esempio, o in litologie che presentino cavità in comunicazione, intercalati ai depositi di copertura, le velocità di deflusso delle acque in cavità attive, potendo raggiungere anche velocità di m/s potrebbero spiegare un continuo trasporto del materiale sia sabbioso che argilloso attraverso le discontinuità.

In queste condizioni, inoltre, nell'ipotesi in cui il condotto esistente presentasse delle irregolarità, le variazioni del regime di flusso, traducendosi in fenomeni di turbolenza potrebbero, interagendo con i materiali posti al di sopra dell'interfaccia copertura-substrato, accelerarne i processi di *raveling*.

Bisogna, però, sottolineare che non essendo possibile esplorare i condotti in parola, le considerazioni qui espresse e quant'altro fosse ipotizzabile in merito alla dinamica del trasporto solido in condotti carsici sotterranei deve, necessariamente, essere affrontato con cautela e con le necessarie limitazioni speculative.

Tuttavia è possibile ritenere che, nel caso in cui si instaurino le condizioni per i processi di trasporto prima verticali e poi orizzontali, la capacità di rimozione del materiale all'interno di cavità attive risulti essere una delle fasi sicuramente non trascurabili nel corso dell'evoluzione di un sinkhole (White 1995).

3.6. L'evoluzione dei sinkhole

3.6.1. L'annegamento

Uno dei processi più frequenti ed evidenti dopo la formazione di un sinkhole è "l'annegamento" (*drowning*), determinato dall'acqua presente nei terreni di copertura. Non è infrequente infatti che, al verificarsi di uno sprofondamento catastrofico, in un'area dove il tetto della falda dell'acquifero più superficiale è prossima alla superficie topografica, l'acqua di falda si riversi all'interno della depressione dando a questa la fisionomia di un piccolo lago (fig. 25).

Quando la profondità della voragine è pari o superiore alla quota piezometrica della falda, il lago viene alimentato da quest'ultima. In tale situazione il livello dell'acqua all'interno del piccolo lago subisce delle fluttuazioni stagionali, poiché strettamente collegato al livello piezometrico della falda, con minimi nella stagione estiva. In alcuni casi, durante la stagione secca, o periodi di magra si assiste al prosciugamento del lago.

In altri casi si osserva, invece, che il piccolo lago ormai formato non subisce nessuna variazione stagionale di livello; inoltre è possibile osservare sulla superficie del lago bolle dovute a risalite di gas. In questi casi si può accertare la presenza di piccole emergenze al fondo lago; quando la portata delle sorgenti al fondo è notevole, è possibile che si formi un piccolo emissario. In questo secondo caso è evidente l'esistenza di un acquifero in pressione, che ha esercitato un ruolo determinante nella formazione di una cavità sotterranea e nella evoluzione dello sprofondamento in superficie (es. Lago dell'Accesa (GR)).

Il fenomeno di annegamento potrebbe essere influenzato dalla presenza di acquiferi in pressione all'interno del substrato, ed i fenomeni di risalita di fluidi profondi (acqua e gas), nei sedimenti di copertura possono operare in maniera diretta sull'evoluzione di sprofondamenti catastrofici in superficie.

La risalita delle acque profonde, in alcuni casi studiati (aree di S. vittorino, (RI), Sezze (LT) etc. descritti nei capitoli successivi), potrebbe essere controllata da discontinuità (faglie, fratture) presenti sia nel substrato che nella copertura sedimentaria; quest'ultima può raggiungere spessori anche notevoli (100-200 m). In questi casi il sinkhole potrebbe essere così in collegamento con l'acquifero basale attraverso un condotto che ha le stesse caratteristiche di un pozzo artesiano che capta in profondità.

Tale processo è stato in alcuni casi suffragato da analisi geochimiche delle acque e dei gas disciolti che hanno confermato l'origine profonda (Ciotoli et alii, 1998, 2000).

I fenomeni di annegamento a cui si è assistito in epoca recente sono pochi, i più esemplificativi si riscontrano in Toscana: il sinkhole del Bottegone (Berti et alii, 2002) e quello di Camaiore (Buchignani, 2002 Buchignani & Chines, 2002, D'Amato Avanzi et alii, 2002); quest'ultimo è stato ricolmato artificialmente in tempi molto rapidi.

3.6.2. L'estinzione

Il secondo fenomeno a cui può essere sottoposto un sinkhole dopo un certo numero di anni dalla sua formazione è l'estinzione: la voragine può, infatti, con il passare del tempo, prosciugarsi e ricolmarsi fino ad estinguersi (fig.4)

Sono molti i casi di colmamento naturale di sinkholes in Italia (Nisio 2003, Nisio et alii 2004, Campobasso et alii 2004): si possono segnalare voragini ricolmate nella Piana di S. Vittorino, alcuni fenomeni nell'area del Fosso di S. Martino, Capena (Roma), dove erano presenti sei voragini ospitanti laghetti, di cui solamente una è attiva ancora oggi, ma sembra anche essa ormai in via di estinzione (il Lago Puzzo).

Le cause dell'estinzione dei sinkholes sono tutt'ora da chiarire ma si possono fare alcune ipotesi.

Una prima causa è un eventuale apporto detritico da vicini torrenti o alvei o da materiale detritico e colluviale di vicini versanti.

Il franamento delle sponde della cavità può determinare il progressivo aumento del diametro della stessa e la diminuzione della profondità fino al livellamento progressivo delle pendenze.

Ulteriore possibilità è che non sussistano più con il tempo le condizioni per le quali il sinkhole si è generato, quindi venga a mancare l'apporto di acque sorgive al fondo e di fluidi gassosi (a causa della migrazione di sorgenti o per la variazione della circolazione idrica sotterranea o del livello piezometrico). Il sinkhole tenderebbe quindi a prosciugarsi fino ad estinguersi. Tali condizioni possono variare anche in un evento unico come per esempio un sisma. I terremoti possono pertanto essere sia la causa di innesco che della scomparsa di un fenomeno di sinkhole.

E' evidente che differenti condizioni possano sussistere nello stesso luogo e sovrapporsi.

L'attività antropica è ovviamente un'ulteriore causa: è pratica comune nei campi l'interrimento delle voragini per non provocare il deprezzamento del terreno o per poter edificare.

3.6.3. La riattivazione

I sinkholes estinti possono riaprirsi nella medesima posizione, oppure essere sottoposti ad altri episodi di crollo repentino che possano variarne la morfometria (aumento di diametro e/o aumento della profondità).

La spiegazione al fenomeno di riattivazione è il probabile ripristino, dopo una fase di stasi, delle condizioni che hanno portato alla formazione (eventi sismici, attività antropiche, eventi alluvionali etc).

3.6.4. La migrazione

In alcuni casi la riattivazione dei fenomeni non avviene nella medesima posizione dell'originario sprofondamento ma ad una certa distanza: in tal caso si parla di migrazione del *sinkhole*. Comprendere se c'è una direzione preferenziale della migrazione è ancora oggetto di studio, così come per le cause della migrazione dei fenomeni.

La migrazione dei sinkholes tuttavia potrebbe essere spiegata con una variazione dei percorsi di risalita dei fluidi in seguito ad eventi sismici e alla conseguente attività delle principali faglie. Altrimenti potrebbe trattarsi di semplici ripetizioni a distanza di stessi fenomeni legati per lo più semplicemente alla risalita della falda in pressione.

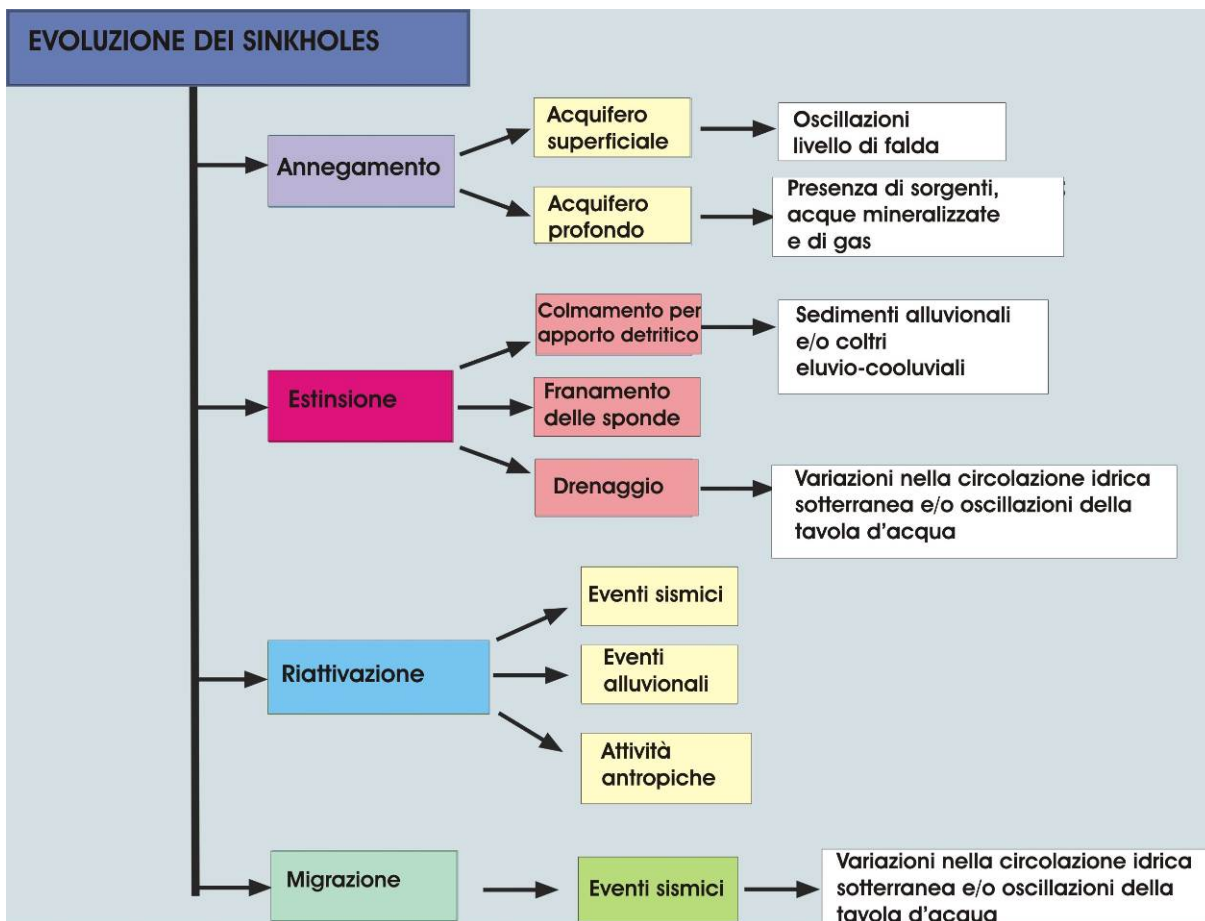


fig. 25 Schema dell'evoluzione dei fenomeni di sinkholes

3.7. La classificazione utilizzata per i fenomeni di sinkhole del Friuli Venezia Giulia

In Friuli Venezia Giulia si è scelto di utilizzare una doppia classificazione, ovvero sia la classificazione di Gutiérrez et alii (2014) sia la classificazione nazionale proposta da Nisio (2008).

Questa scelta è motivata da più fattori: nel territorio regionale la maggior parte dei sinkhole insiste nelle aree carsiche carbonatiche e in quelle evaporitiche quindi si necessita di una classificazione che possa adattarsi e meglio esplicitare le situazioni presenti con una descrizione univoca e immediata del fenomeno e dei materiali coinvolti pensando soprattutto ad un utilizzo a fini di prevenzione e pianificazione locale e regionale.

D'altra parte ovvia è la necessità di allinearsi alla classificazione nazionale per i necessari confronti, motivo per cui si è cercato di allineare le due classificazioni.

Una prima semplificazione è dovuta dal fatto che la classificazione di Gutiérrez permette la combinazione sia di più processi sia di più materiali così da poter inquadrare tutti i tipi di fenomeni e da potersi adeguare alle altre classificazioni.

Pertanto i rapporti tra le varie tipologie di sinkhole delle due classificazioni (tab. 2) sono sufficientemente lineari, fanno eccezione i cover suffosion sinkhole della classificazione di Gutiérrez (ovvero tutti quei sinkhole formati laddove la circolazione dell'acqua attraverso un substrato roccioso solubile è causa di un accomodamento dei depositi di superficie) che possono corrispondere a tre tipologie di sinkhole nella classificazione nazionale, a seconda dei meccanismi di innesco: alluvionale se dovuto a processi di natura gravitativa e di filtrazione (raveling); di suffosione se presenta l'omonimo processo erosivo limitatamente alla superficie, o di evorsione se provocati da particolari processi erosivi da parte di acque fluviali, lagunari e deltizie, anche se di fatto quest'ultimi fenomeni non essendo di natura carsica non necessitano di substrato roccioso solubile.

I Deep Piping Sinkhole (DPS) nella classificazione di Gutiérrez possono essere rappresentati con la concomitante presenza dei processi combinati di collasso e suffosione e dei depositi di copertura (Cover collapse and suffosion sinkhole).

È da segnalare, inoltre, l'assenza in Friuli Venezia Giulia dei processi di "sagging", in quanto la classificazione di Gutiérrez li collega quasi esclusivamente alla dissoluzione degli strati ialini nei fenomeni di ipercarsismo e in regione non esistono tali litotipi e in generale vi è l'assenza di processi di subsidenza in roccia sensu Nisio (2008).

Classificazione FVG	Classificazione nazionale
Anthropogenic sinkhole	Anthropogenic sinkhole
Solution sinkhole	Solution sinkhole/doline
Bedrock collapse sinkhole	Cave collapse sinkhole
Caprock collapse sinkhole	Cave collapse sinkhole
Cover collapse sinkhole	Cover collapse sinkhole
Cover suffosion sinkhole	Suffosion sinkhole
	Cover subsidence sinkhole
	Evorsion sinkhole
Cover collapse and suffosion sinkhole	Deep Piping Sinkhole (DPS)

tab. 2 Tabella utilizzata per la conversione tra la classificazione di Gutiérrez et alii (2014) e la classificazione nazionale proposta da Nisio (2008).

4. PRIMO CENSIMENTO REGIONALE DEI SINKHOLE DI ORIGINE NATURALE IN FRIULI VENEZIA GIULIA

I sinkhole costituiscono un elevato fattore di rischio per la scarsa prevedibilità e la rapida evoluzione che caratterizza i fenomeni di sprofondamento improvviso, coinvolgendo anche aree urbane, infrastrutture, aree agricole, talvolta con un costo in vite umane, spesso causano danni non indifferenti e costituiscono un problema sociale.

Dal punto di vista normativo, quasi tutti i Piani Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI) adottati dalle Autorità di Bacino non prendono in considerazione, se non in seno alla pericolosità da frana, la pericolosità da sinkhole e solo alcune Regioni italiane hanno emanato norme specifiche che impongono studi e indagini nelle aree suscettibili a sprofondamenti.

In Friuli Venezia Giulia alcuni sinkhole recenti erano stati censiti nell'inventario dei fenomeni franosi in Italia (IFFI) e nel catasto frane regionale, ma solo quelli di tipo solution sinkhole e collapse sinkhole, senza alcuna distinzione ed inseriti nel PAI con una pericolosità mai maggiore di P3 in quanto calcolata con il metodo Buwal (1998) di fatto specifico per la caduta massi.

A livello nazionale sin dal 2002 è stato avviato il censimento dei fenomeni di sinkhole verificatisi nel territorio nazionale che, per quanto riguarda il Friuli Venezia Giulia contava già di 68 eventi.

Ecco quindi la necessità di trasporre a livello regionale il progetto sinkhole che ISPRA aveva avviato, per cui è stato realizzato un primo censimento dei sinkhole del Friuli Venezia Giulia ripercorrendo i medesimi protocolli metodologici, ovvero:

1. raccolta dati
2. rilevamenti geologici, geomorfologici ed idrogeologici di dettaglio sui siti interessati
3. fotointerpretazione delle aree al contorno
4. informatizzazione dei dati
5. studio dei processi genetici in relazione al contesto geologico-strutturale, geomorfologico e idrogeologico che portano alla formazione dei sinkholes.

4.1. Raccolta dati

In primis sono stati inseriti quei fenomeni attualmente censiti e presenti nel censimento nazionale dei fenomeni di sinkhole e nell'inventario dei fenomeni franosi in Italia (IFFI) inerenti il territorio regionale.

Poi si è proceduto alla ricerca storico-bibliografica con l'analisi dei documenti storici e degli articoli scientifici. Parallelamente si sono consultati presso gli uffici regionali i lavori specifici eseguiti per conto dei diversi Servizi.

Dato che le rocce evaporitiche sono i litotipi più predisposti alla formazione di fenomeni di *sinkhole*, le ricerche si sono concentrate su quei Comuni in cui è ufficialmente riconosciuta la presenza di tali litologie. Sulla base della cartografia geologica a scala regionale (1:150.000) disponibile (Carulli, 2006) sono stati individuati 33 comuni interessati dalla presenza di rocce evaporitiche (tab. 3).

Comune	Provincia
Ampezzo	Udine
Arta Terme	Udine
Cavazzo Carnico	Udine
Cercivento	Udine
Claut	Pordenone
Comeglians	Udine
Enemonzo	Udine
Forni Avoltri	Udine
Forni di Sopra	Udine
Forni di Sotto	Udine
Lauco	Udine
Ligosullo	Udine
Moggio Udinese	Udine
Ovaro	Udine
Paluzza	Udine
Paularo	Udine
Pinzano al Tagliamento	Pordenone
Pontebba	Udine
Prato Carnico	Udine
Preone	Udine
Ravaschetto	Udine
Raveo	Udine
Resia	Udine
Resiutta	Udine
Sauris	Udine
Socchieve	Udine
Sutrio	Udine
Tolmezzo	Udine
Tramonti di Sopra	Pordenone
Tramonti di Sotto	Pordenone
Treppo Carnico	Udine
Verzegnis	Udine
Villa Santina	Udine

tab. 3 Elenco dei Comuni sottoposti ad analisi bibliografica dei PRGC e delle Varianti ai PRGC stessi filtrati sulla base della presenza o meno delle rocce evaporitiche.

Infine sono state valutate le segnalazioni di dissesto reperibili all'interno del sistema informativo per la difesa del suolo (SIDS) della Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia. Di queste, solamente due schede sono state associate a fenomeni di *sinkhole* (scheda n. 28491, 29873).

La ricerca inerente la bibliografia scientifica ha fornito un quadro storico di alcuni degli eventi di sprofondamento occorsi negli ultimi cento anni in varie zone della Regione. Di seguito si riportano le descrizioni dei lavori maggiormente significativi rinvenuti.

Marinelli (1897, 1902) descrive una serie di sprofondamenti legati alla presenza di gessi presenti nell'alta valle del Tagliamento. Caratterizza dimensioni e forme dei "fenomeni carsici nei terrazzi alluvionali" nei pressi di Socchieve ed Enemonzo, e delle "cavit  di sprofondamento nella campagna di Forni di Sotto".

Gortani (1904) racconta di un'ampia "dolina di sprofondamento" nei pressi di Treppo Carnico, caratterizzata da una "sezione subcircolare, a pareti quasi verticali, col fondo occupato dall'acqua" ed effettua la prima ampia

In questi Comuni sono state analizzate in dettaglio le relazioni geologiche e le tavole redatte dai professionisti a corredo dei Piani Regolatori Generali Comunali (PRGC) ed alle Varianti relative ai PRGC. Le tavole associate ai PRGC hanno fornito utili indicazioni relativamente alla presenza e distribuzione spaziale delle litologie soggette a processi carsici, nonch  alla presenza di forme riconducibili a *sinkhole*.

Parallelamente e a completamento di quanto realizzato sono stati contattati telefonicamente tutti gli Uffici Tecnici dei 221 Comuni presenti in Regione. Di questi, 26 (tab. 4) hanno risposto affermativamente fornendo talora indicazioni e materiale fotografico o cartaceo inerente la presenza di *sinkhole*. Tutti i comuni individuati sulla base delle risposte degli Uffici Tecnici sono stati oggetto di sopralluogo al fine di verificare l'effettiva presenza dei fenomeni di sprofondamento.

Provincia di Pordenone	Numero di riferimento	Mail
Budoia	geom. Vanni Quaila 0434 671931	
Chions	Goffredo Castelletto 0434 639801	urbanistica@com-chions.regione.fvg.it
Clauzetto	Marinella Zannier 0427 80323 int.4	tecnico@com-clauzetto.regione.fvg.it
Sesto al Reghena	Vincenzo Ceolin 0434 693976	vincenzo.ceolin@com-sesto-al-reghena.regione.fvg.it
Sequals frazione Lestans	Silvano Pillin 0427 789113	tecnico@com-sequals.regione.fvg.it
Provincia di Udine	Numero di riferimento	Mail
Ampezzo	Denis De Monte 0433/80310 int. 1	urbanistica@com-ampezzo.regione.fvg.it
Arta Terme	Gobetti 0433/92037	silvano.gobetti@com-arta-terme-regione.fvg.it
Bertiolo	Cicuttin 0432 917797	edilpub@comune.bertiolo.ud.it
Bordano	0432 988049	info@comune.bordano.ud.it
Carlino	Arch. Peluffo 687816	lavori.pubblici@comune.carlino.ud.it
Cercivento	Morassi 0433 778408	urbanistica@com-cercivento.regione.fvg.it
Forgaria nel Friuli	Marina Zugliani 0427 808137	
Ligosullo	Alvio Sandri 0433 777033	segretario@com-ligosullo.regione.fvg.it
Maiano	Dott. Giacomini 0432 948455	daniele.giacomini@com-majano.regione.fvg.it
Moggio Udinese	Zearo 0433 51177 int 6	
Ovaro		
Paluzza	Manlio De Colle 0433 775398	manlio.decolle@com-paluzza.regione.fvg.it
Prato Carnico	Tel 0433/69034	
Paularo	Sandri Alvio 0433/70026 int 6	
Preone	Denis De Monte 0433/80310 int. 1	tecnico@com-preone.regione.fvg.it
Pulfero	Tiziano Onesti 0432 726017	ufficio.tecnico@com-pulfero.regione.fvg.it
Resia	Franco Verbarino 0433/53001 int. 3	edilizia.privata@com-resia.regione.fvg.it
Sutrio	Selenati o Dorotea 0433 776736	anagrafe@com-sutrio.regione.fvg.it
Terzo d'Aquileia	Michele Freschi 0431.371127 int. 804	tecnico@com-terzo-di-aquileia.regione.fvg.it
Treppo Grande	Minutti 0432/960147 interno 4	lavori.pubblici@com-treppo-grande.regione.fvg.it
Provincia di Gorizia	Numero di riferimento	Mail
Savogna d'Isonzo	Sergio Luca 0481/882876	tecnico1@com-savogna-di-isonzo.regione.fvg.it

tab. 4 Elenco degli uffici tecnici Comunali che hanno evidenziato la possibile presenza di fenomeni di *sinkhole*.

descrizione geomorfologica delle “doline alluvionali” nelle aree tra Villa Santina ed Enemonzo (Gortani, 1965), associandole alla presenza dei gessi in profondità e alla circolazione sotterranea delle acque.

Negli ultimi anni numerosi sono stati i contributi sui *sinkhole* legati alla presenza di evaporiti (Cucchi & Piano, 2002; Cucchi & Piano, 2003; Burelli et alii, 2004; Calligaris et alii, 2009; Zini et alii, 2015); i lavori in particolare descrivono i risultati dei sopralluoghi che hanno portato alla ricostruzione delle morfologie delle depressioni nonché del contesto geologico-strutturale delle aree dell’Alta Valle del Tagliamento.

Per quanto riguarda il Comune di Enemonzo, va fatto un discorso a parte. Sono stati infatti recepiti i risultati dello studio elaborato dai ricercatori del Dipartimento di Matematica e Geoscienze dell’Università degli Studi di Trieste dal titolo: “Elaborazione del modello idrogeologico del sottosuolo e definizione della dinamica del dissesto che coinvolge l’area su cui sorge l’abitato di Quinis”. Lo studio ha visto una parte di ricerca bibliografica importante e di estremo dettaglio realizzata sul territorio che ha permesso di reperire rapporti e documenti inediti.

All’interno dell’attuale lavoro di censimento dei *sinkhole*, il materiale succitato è stato recepito classificando le doline in questione come *cover suffosion sinkhole* mentre gli sprofondamenti come *cover collapse sinkhole*.

4.2. Rilevamenti geologici, geomorfologici ed idrogeologici di dettaglio sui siti interessati

Una volta individuati su base bibliografica o segnalazione degli uffici tecnici, i fenomeni o le aree di un comune soggette a fenomeni di *sinkhole*, si è proceduto ad una verifica *in situ* dei principali possibili fenomeni di sprofondamento.

Da un punto di vista geomorfologico si è proceduto all’identificazione, classificazione e mappatura dei singoli fenomeni su cartografia in scala 1:5.000. Per ogni fenomeno rilevato è stata definita la sua morfometria misurando nel dettaglio il diametro massimo, minimo e la profondità. Infine è stata realizzata un’ampia galleria fotografica.

Nello specifico, si sono definite durante le attività di rilevamento per ogni singolo *sinkhole*, tre sezioni tematiche contenenti informazioni di tipo amministrativo, geomorfologico e in generale riguardanti il fenomeno.

1. IDENTIFICAZIONE E LOCALIZZAZIONE

La prima sezione tematica comprende le informazioni di carattere amministrativo inerente l’ubicazione. In particolare sono presenti le seguenti informazioni:

- **Comune:** comune nel cui territorio ricade il *sinkhole*;
- **Località:** toponimo, villaggio, frazione, paese, via nel cui territorio è ubicato il *sinkhole*.

2. DESCRIZIONE

La sezione DESCRIZIONE comprende le informazioni riguardanti la tipologia di *sinkhole*, le sue caratteristiche morfometriche e morfologiche, nonché tutte quelle annotazioni geomorfologiche utili ad una completa descrizione del fenomeno. Sono descritte, se presenti, anche le fonti bibliografiche.

In particolare sono presenti le seguenti informazioni:

- **Classificazione:** la tipologia del fenomeno secondo la classificazione di Gutiérrez (2008);
- **Identificazione:** grado di certezza dell’ubicazione del *sinkhole*;
- **Stato di attività:** stato di attività del *sinkhole*;
- **Morfologia:** forma planimetrica del *sinkhole*, (vedi glossario a pag. 23);
- **Profondità:** profondità del *sinkhole*, espressa in centimetri;

- **Diametro maggiore:** lunghezza orizzontale dell'asse maggiore, espressa in m;
- **Diametro minore:** lunghezza orizzontale dell'asse minore, espressa in m;
- **Data dell'evento:** si riferisce al primo evento verificatosi, le eventuali riattivazioni sono state specificate all'interno del campo "note";
- **Litologia:** breve descrizione litologica o geologica dei materiali coinvolti;
- **Collocazione morfologica:** viene indicata la posizione del *sinkhole* rispetto all'unità di paesaggio (pianura, versante, ecc.);
- **Presenza di acqua sul fondo:** è segnalata la presenza di acqua ferma o in moto;
- **Annotazioni:** riporta le descrizioni delle caratteristiche della depressione non presenti in altri campi;
- **Bibliografia:** elenca le informazioni bibliografiche (segnalazione da parte di un funzionario dell'Ufficio Tecnico Comunale, presenza nel PRGC, ecc.).

3. RILEVAMENTO

La terza sezione comprende le informazioni generali riguardanti le attività di rilevamento. In particolare sono presenti le seguenti informazioni:

- **Esecuzione rilevamento:** se si è effettuato il sopralluogo;
- **Numero rilevamento:** Id di rilevamento;
- **Data di rilevamento;**
- **Rilevatore:** cognome e nome degli operatori che hanno effettuato il sopralluogo più di recente.

4.3. Fotointerpretazione delle aree al contorno

Le analisi geomorfologiche inoltre hanno incluso:

- l'interpretazione delle immagini multi-temporali disponibili sul web quali quelle fornite da Google Maps® e Bing Maps® (<https://www.google.it/maps>; <https://www.bing.com/maps/>) derivanti da ortofoto aeree e immagini satellitari purtroppo talora con risoluzioni a terra eterogenee;
- l'esame della Cartografia Tecnica Regionale Numerica (CTRN) alla scala 1:5.000;
- l'analisi dei modelli digitali del terreno (DTM) scaricabili dal database IRDAT istituzionale della Regione Friuli Venezia Giulia e realizzati dalla Protezione Civile (<http://irdat.regione.fvg.it/CTRN/ricerca-cartografia/>), restituito come griglia con passo 1 m in formato ASCII (.asc). Il dato è ottenuto mediante elaborazione del rilievo Lidar, con densità media di 4 punti al metro quadro, effettuato nel periodo 2006 – 2010 per le attività istituzionali della Protezione Civile della Regione. Al dato sono abbinati il modello a ombre (hillshade) in formato tif che consente la visualizzazione come immagine e l'ortofoto in formato ecw con risoluzione 20 cm derivata dalle riprese aerofotogrammetriche effettuate contestualmente al rilievo Lidar.

4.4. Informatizzazione dei dati

Da un punto di vista informatico, ogni fenomeno è stato identificato, classificato e georiferito all'interno di un geodatabase creato ad hoc sulla base del DB nazionale integrandolo con alcuni campi di necessità dell'Amministrazione Regionale.

Il database realizzato contiene le informazioni dei *sinkhole* ottenute dall'attività di rilevamento e/o dalle ricerche bibliografiche.

Il geodatabase è organizzato in campi tematici.

La figura 26 illustra alcuni dei tematismi presenti nel geodatabase: *Comune*, *Località*, *Classificazione*, *Numero*, *Attività*, *Forma*, *Profondità*, *Diam_1*.

Comune	Località	Classificazione	nur	Attività	Forma	Profondità	Diam_1
Bordano	Monte San Simeone	Bedrock collapse sinkhole	39	Quiescente	Ellittico	200	21
Bordano	Monte San Simeone	Bedrock collapse sinkhole	7	Quiescente	Indefinito	0	14
Bordano	Monte San Simeone	Bedrock collapse sinkhole	4	Attivo	Sub circolare	100	3

fig. 26 Una delle tabelle del Geodatabase in formato Access®.

Ogni singolo tematismo può essere descritto da:

- **Campo di testo libero** – contiene un testo alfanumerico libero, non soggetto cioè a scelte fra un gruppo di opzioni predeterminate;
- **Campo numerico** – contiene un numero, secondo l'unità di misura indicata di volta in volta;
- **Campo a scelta singola** – il testo è vincolato ad una scelta obbligata;
- **Campo duale** – SI oppure NO.

I tematismi, riportati per ogni *sinkhole*, possono essere di due livelli:

- Il primo livello rappresenta il set minimo di dati, quindi **obbligatorio**, necessario per l'immissione del record nel database dell'inventario.
- Il secondo livello aggiunge informazioni derivanti principalmente da un sopralluogo diretto sul luogo dell'evento o da informazioni approfondite di archivio.

1. COMUNE

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello.

2. LOCALITÀ

Tipo campo: testo libero, 2° livello

La località del *sinkhole* viene definita dalla bibliografia, se presente, o con l'ausilio della cartografia, dei Modelli Digitali del Terreno o di Bing Map®.

3. CLASSIFICAZIONE FVG

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Le opzioni di scelta sono quelle della classificazione Gutiérrez et alii (2014). Per evitare errori ortografici, le voci appaiono all'interno di un vocabolario presente nel Geodatabase.

4. CLASSIFICAZIONE NAZIONALE

Tipo campo: testo libero, 1° livello

Le opzioni di scelta sono quelle della classificazione Nisio (2008).

5. NUMERO_CAMPAGNA

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Indica il numero progressivo di rilevamento del fenomeno effettuato in campagna in fase di sopralluogo. Campo testo.

6. ATTIVITÀ

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Indica il grado di attività del fenomeno. Il campo è stato creato con un annesso vocabolario che elimina la possibilità di errori.

Per quanto riguarda lo stato di attività dei *sinkhole*, si sono utilizzati i seguenti termini:

- **ATTIVO** (*Active*): il *sinkhole* è attualmente in evoluzione. Il termine attivo può essere utilizzato qualora sia alta la frequenza temporale del singolo fenomeno.
- **INATTIVO** (*Inactive*): l'ultima fase di attività risale a prima dell'ultimo ciclo stagionale.
- **QUIESCIENTE** (*Dormant*): la/le fasi di attività sembra/sembrano cessata/e, non si può escludere tuttavia una possibile riattivazione.
- **RELITTO** (*Relict*): *sinkhole* originatosi in condizioni geomorfologiche o climatiche considerevolmente diverse dalle attuali, di cui si ritiene impossibile una sua riattivazione per opera di quelle o di altre cause.
- **RIATTIVATO** (*Reactivated*): un *sinkhole* attualmente attivo dopo una fase di quiescenza / inattività.
- **SOSPESO** (*Suspended*): il *sinkhole* si è evoluto geomorfologicamente durante l'ultimo ciclo stagionale ma non è attivo attualmente.
- **STABILIZZATO NATURALMENTE**: si esclude una possibile riattivazione.
- **STABILIZZATO ARTIFICIALMENTE**: si esclude una possibile riattivazione in quanto protetto da misure di stabilizzazione.

7. FORMA

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Indica la forma, in planimetria, del fenomeno. Se in possesso dell'informazione, il campo viene compilato. Il campo è stato creato con un annesso vocabolario che elimina la possibilità di errori.

Per quanto riguarda la forma del *sinkhole*, si sono utilizzate le seguenti voci:

- **CIRCOLARE**: dal punto di vista planimetrico, i due assi della depressione hanno la medesima dimensione;
- **SUBCIRCOLARE**: dal punto di vista planimetrico, i due assi della depressione presentano dimensioni quasi analoghe;
- **ELLITTICO**: il *sinkhole* si presenta di forma ellittica dal punto di vista planimetrico;
- **IRREGOLARE**: il *sinkhole* si presenta di forma irregolare dal punto di vista planimetrico;
- **NON DEFINITO**: non ci sono dati che permettono di definire la forma.

8. PROFONDITÀ

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Il campo numerico indica, ove nota, la profondità del fenomeno espressa in cm.

9. DIAM_1

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Il campo numerico indica, ove nota, la lunghezza dell'asse minore espressa in m.

10. DIAM_2

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Il campo numerico indica, ove nota, la lunghezza dell'asse maggiore espressa in m.

11. DATA

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Nel campo data viene riportata, ove nota, la data certa del primo accadimento del fenomeno. Le eventuali riattivazioni vengono inserite nel campo "Note".

12. BIBLIOGRAFIA

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Nel campo vengono riportate le fonti del dato.

13. LITOLOGIA

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Nel campo vengono descritte le litologie e/o i depositi prevalenti in cui si sono venuti a formare i fenomeni.

14. IDENTIFICAZIONE

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Il campo presenta 3 diverse opzioni:

Certo: ove l'identificazione del fenomeno sia stata effettuata a mezzo sopralluogo o segnalazione sicura;

Incerto: ove l'identificazione del fenomeno, nonostante il sopralluogo, sia dubbia (impossibilità ad identificare il fenomeno durante le fasi di sopralluogo, segnalazioni dubbie...);

Da verificare: ove l'identificazione del fenomeno sia stata realizzata solo attraverso le fonti bibliografiche e il fenomeno necessita di un sopralluogo di verifica.

15. GIORNO SOPRALLUOGO

Tipo campo: scelta singola, 2° livello

Nel campo è stata inserita la data del sopralluogo.

16. RILEVAMENTO

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Campo SI/NO. Indica se il fenomeno è stato rilevato sul terreno o meno.

17. GEOMORFOLOGIA

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Nel campo viene indicata l'ubicazione del fenomeno rispetto alle unità morfologiche del paesaggio.

18. POSIZIONE

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Nel campo viene indicata l'ubicazione del fenomeno in riferimento alla collocazione del dato nei database nazionali.

19. ACQUA_FONDO

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Nel campo viene indicata l'eventuale presenza di acqua sul fondo del fenomeno.

20. NOTE

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Nel campo vengono eventualmente riportate delle note inerenti il fenomeno in oggetto.

21. RILEVATORE

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Nel campo viene riportato il nome del geologo rilevatore che più recentemente ha effettuato il sopralluogo.

22. ID_SH

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Il campo indicizzato progressivo con duplicati non ammessi riporta l'ID, cioè l'identificativo del singolo fenomeno.

23. ACCURATEZZA UBICAZIONE

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Indica l'accuratezza dell'ubicazione, è dotato di un apposito vocabolario formato dalle seguenti voci:

- RILEVAMENTO: fenomeno individuato per la prima volta durante i sopralluoghi;

- GPS: rilevamento con misurazione GPS
- BIBLIOGRAFIA: fenomeno già censito nei Piani Regolatori Generali Comunali e loro varianti o in studi specifici (studi scientifici, relazioni tecniche);
- DTM: fenomeno identificato a partire dai DTM;
- SEGNALAZIONI TECNICI: fenomeno segnalato dai tecnici comunali o regionali e successivamente identificato durante i sopralluoghi.

24. FOTO

Tipo campo: a scelta singola, 2° livello

Riporta un link cui sono associate una o più immagini inerenti il fenomeno rilevato e/o segnalato.

25. PERIMETRAZIONE

Tipo campo: a scelta singola, 1° livello

Descrive il dato spaziale che può essere:

DISPONIBILE: perimetrazione presente;

NON PERIMETRATA: la perimetrazione consiste in un buffer di 10 cm attorno ad un punto quando il sinkhole è molto piccolo;

NON DETERMINATA: la perimetrazione consiste in un buffer di 10 cm attorno ad un punto in quanto i dati del sinkhole sono solo da bibliografia.

4.5. Studio dei processi genetici in relazione al contesto geologico-strutturale, geomorfologico e idrogeologico che portano alla formazione dei sinkholes.

La distribuzione dei sinkhole in Friuli Venezia Giulia risulta essere dipendente dalla presenza di carsismo, dal tipo di carsismo, dalla litologia, dalla quota e dalla presenza di idrografia superficiale e/o sotterranea e di strutture tettoniche, ovvero da quei fattori che caratterizzano i processi alla base dell'innescio e dell'evoluzione dei sinkhole stessi. Si riconoscono quindi:

Sinkhole di pianura: presenti nei depositi alluvionali della pianura, non hanno nessun collegamento con i processi carsici e sono esclusivamente sinkhole di evorsione o di suffosione.

Tra i sinkhole di evorsione molto diffuso è il fenomeno dei fontanazzi lungo gli argini con il tipico meccanismo di mobilitazione dei sedimenti (fig. 27); purtroppo vi è testimonianza cartografica solo dei più emblematici in quanto le squadre di ripristino pattugliano e operano continuamente.

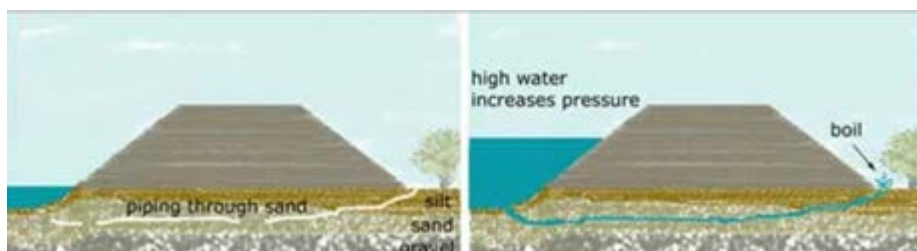


fig. 27 tipico "fontanazzo" per piping in materiale permeabile sotto l'argine

Sinkhole delle aree carsiche nel flysch: la diffusa presenza di questi fenomeni è l'espressione morfologica della corrosione carsica delle calcareniti e calcilutiti presenti nel flysch delle aree carsiche delle Prealpi Giulie meridionali. Sono presenti per lo più con fenomeni improvvisi di crollo lungo direttrici preferenziali di scorrimento delle acque (fig. 28).



fig. 28 Serie di sinkhole nel flysch lungo la direzione di deflusso superficiale delle acque meteoriche in comune di Taipana (UD).

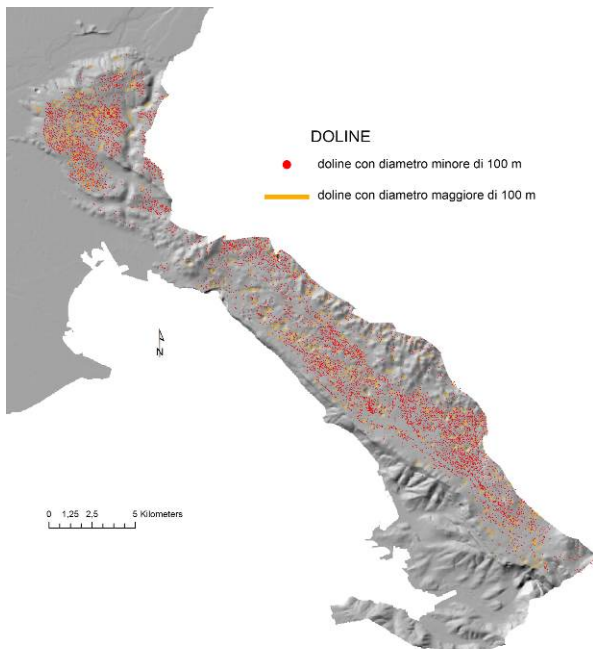


fig. 29 Doline del Carso Classico italiano (dati CGT, 2008).

Sinkhole delle aree carsiche carbonatiche: tipica macroforma della morfologia carsica epigea, la dolina caratterizza tutte le aree carsiche carbonatiche. Ovviamente un territorio carsificato come il Friuli Venezia Giulia necessitava una scelta a priori sulla tipologia di sinkhole da censire. Si pensi solo che nel Carso Classico italiano vi sono circa 5945 doline con diametro minore di 100 m e più di 180 con diametro maggiore di 100 m (fig. 29), motivo per il quale per ora ci si è focalizzati su quelle tipologie di sinkhole che possono potenzialmente rappresentare un pericolo a causa della loro rapidità evolutiva. In quest'ottica, in prima approssimazione, non sono stati presi in considerazione i solution sinkhole, ma il lavoro di ricerca si è focalizzato prevalentemente sui subsidence sinkhole, cioè su tutti quegli sprofondamenti attivi e/o dei quali si ha una memoria storica e/o di chiara evidenza geomorfologica.



fig: 30 Vista dall'interno di un sinkhole nel Carso Classico triestino; evidente è il crollo della volta della grotta (Grotta del Bersaglio Militare) e i depositi del materiale crollato.

Sinkhole nelle evaporiti: questi fenomeni sono dovuti all'ipercarsismo nei gessi e nelle dolomie cariate e in tutti i depositi secondari di rimaneggiamento delle evaporiti, motivo per cui le aree di presenza dei sinkhole sono arealmente molto più vaste delle aree di affioramento delle evaporiti stesse.

La solubilizzazione dei gessi del substrato e l'ampliamento di fratture in esso presenti da parte delle acque ipogee circolanti (sia freatiche che pseudoartesiane) nella copertura sciolta, nei gessi del substrato, nell'interfaccia tra i gessi e le rocce sovrastanti più o meno permeabili provoca scavarnamenti e vuoti che possono generare improvvisi sprofondamenti e dare origine a sinkhole (fig. 32). L'evoluzione può essere diversa: di riempimento durante piene, di demolizione di un tratto di bordo per erosione accelerata, di ulteriore approfondimento ed allargamento.

Tali dissesti sono ben localizzate e concentrati lungo alcune delle principali linee tettoniche (Cucchi & Piano, 2002; Burelli et alii, 2004) (fig. 31).

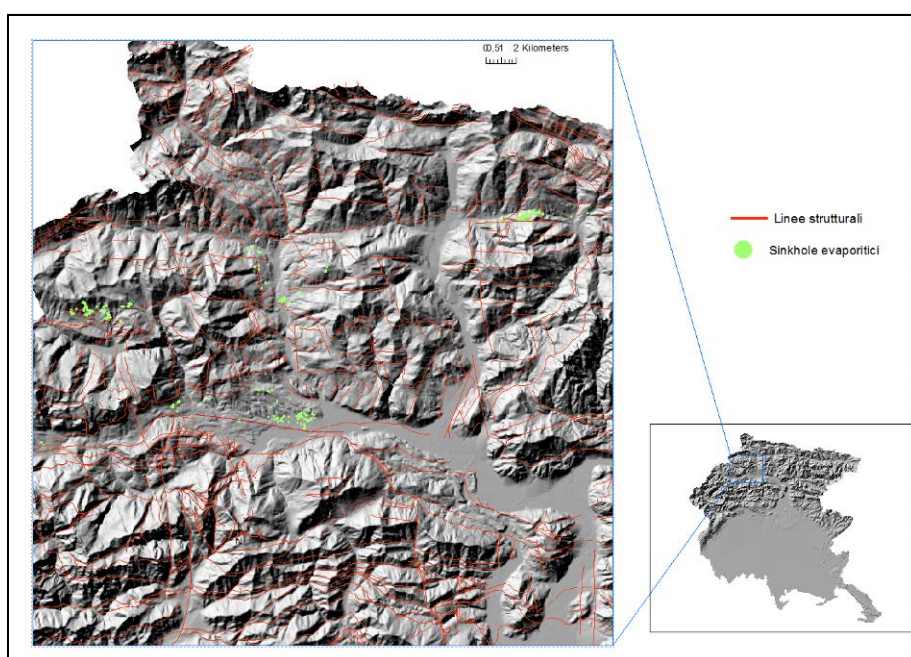


fig. 31 Linee tettoniche e sinkhole evaporitici

fig. 32 Sinkhole nelle evaporiti in comune di Sauris (UD).



Deep piping sinkhole: il caso di Quinis (UD)

Nell'abitato di Quinis nel comune di Enemonzo (UD) è stato rilevato l'unico deep piping sinkhole del Friuli Venezia Giulia. La zona è storicamente conosciuta per la presenza di sprofondamenti (Cosano, 1948).

L'evoluzione è legata sia a fenomeni di ipercarsismo di dissoluzione del *bedrock* gessoso sia all'erosione e al dilavamento della copertura quaternaria, dovuti ai fenomeni di *piping* tipici della complessa situazione idrogeologica, con escursioni del livello della falda veloci ed ampie.

Le misure assestometriche rilevano, inoltre, una sostanziale differenza nel comportamento dei depositi. Il monitoraggio ha infatti evidenziato orizzonti prevalentemente limosi e/o sabbiosi sovrastanti lo strato di alterazione del substrato gessoso, con movimenti differenziali: un primo livello superficiale, fino alla profondità di circa 10 metri dal piano campagna, risulta stabile o presenta entità di abbassamento inferiori a 5 cm; il livello sottostante, a partire da circa 16 metri di profondità, risulta in netto abbassamento con valori massimi che superano i 50 cm dal 2008 al 2015. Gli abbassamenti maggiori si registrano in corrispondenza dei periodi meno piovosi seguenti a periodi di precipitazioni cospicue, durante i quali le falde acquifere si "svuotano", i depositi del sottosuolo perdono grado di saturazione e la frazione fine viene dilavata.

L'esistenza di un fenomeno di gas, miscela prevalentemente una di metano e l'azoto, è stato rilevato da agosto a dicembre 2013, con pressioni generalmente inferiori a 1 bar. In concomitanza con il brusco innalzamento della falda la presenza del gas non è più stata rilevata. Si può escludere che l'emissione gassosa sia un caso e si può con una certa sicurezza affermare che vi sono nel sottosuolo di Quinis dei fenomeni di lenta risalita di gas, la cui provenienza può essere di diversa origine. Come evidenziato anche dalle analisi chimiche, le concentrazioni di gas inizialmente elevate sono man mano diminuiti per lenta degassazione. L'origine dei gas può essere ricondotta a tre genesi diverse:

- risalita di gas da zone molto profonde della crosta attraverso le numerose faglie e fratture che caratterizzano l'area;
- la presenza nel sottosuolo al di sotto della Formazione di Raibl, a profondità al momento non note, della Dolomia di Forni, che presenta potenzialità naftogeniche (Scotti et alii, 2002);
- la presenza, all'interno dei gessi, di materiale con elevato contenuto carbonioso, che può giustificare la formazione in condizioni anossiche dei gas ed in seguito la loro migrazione nella falda.

Questi gas, di fatto, aumentano l'aggressività delle acque e quindi la capacità delle stesse di solubilizzare il substrato gessoso. Tale fenomeno, sommandosi all'attività dei sinkhole, incrementa la velocità degli abbassamenti del terreno. Non sembra perciò un caso che il degassamento si sia verificato nell'area più depressa dove i fenomeni di subsidenza sono i più significativi e dove, nel tempo, sono stati demoliti la maggior parte degli edifici (fig. 33).



fig. 33 Confronto fra una foto degli anni '50 ed oggi del campanile al centro del sinkhole. L'altezza della porta è diminuita per effetto dei cedimenti e tentativi di stabilizzare la struttura del campanile riportando materiale.

Sinkhole antropici: il censimento è focalizzato sui sinkhole di origine naturali, ma sono stati presi in considerazione i sinkhole antropici nel caso potessero dare interpretazione dubbia con quelli di origine naturale, come ad esempio i solchi di bomba carsificati (fig. 34).



fig. 34 Solco di bomba carsificato in comune di Tarvisio (UD).

5. ANALISI DEI DATI

5.1. Tipologia dei dati raccolti e presenti nel database

Per l'intero territorio Regionale, sono stati censiti 735 fenomeni di *sinkhole*. Di questi 145 sono stati cartografati a partire dai DTM (risoluzione 1m) senza la verifica in situ, 369 sono stati cartografati dopo un sopralluogo di cui 11 con rilievo GPS, 42 derivano dalle segnalazioni di funzionari pubblici e 178 sono stati identificati solo su base bibliografica. Di questi, la maggior parte erano già noti in ambito comunale ed erano già censiti all'interno dei Piani Regolatori Generali Comunali e loro varianti (fig. 35).

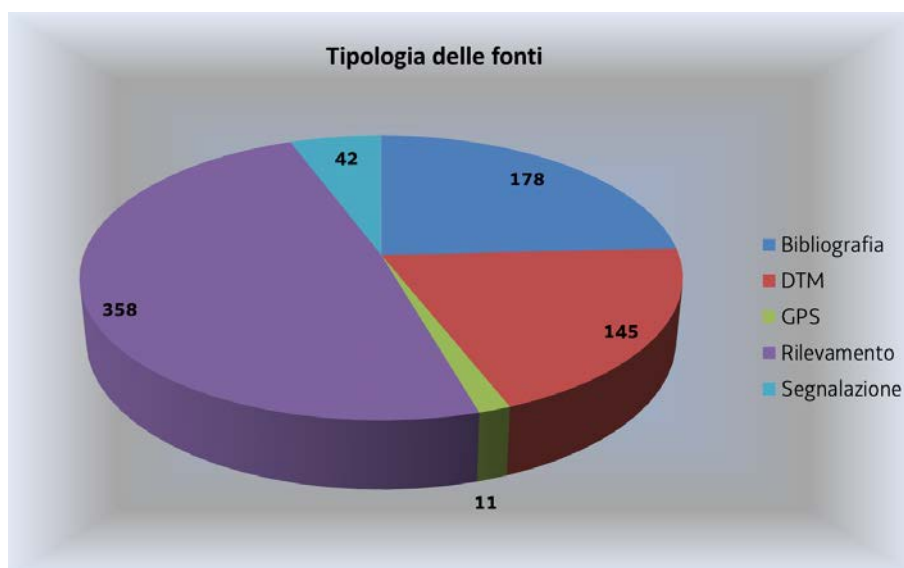


fig. 35 Il grafico rappresenta la tipologia delle fonti di derivazione del dato; Rilevamento=fenomeno individuato per la prima volta durante i sopralluoghi; Bibliografia=fenomeno già censito nei PRGC o in studi specifici (studi scientifici, relazioni tecniche); DTM=fenomeno identificato a partire dai DTM; Segnalazioni tecnici=fenomeno segnalato dai tecnici comunali o regionali e successivamente identificato durante i sopralluoghi.

5.2. Analisi a scala regionale

Dei 735 *sinkhole* mappati che popolano il geodatabase risultano (fig. 36):

- **3** Anthropogenic sinkhole
- **204** Cave collapse sinkhole
- **86** Cover collapse sinkhole
- **199** Cover suffosion sinkhole
- **1** Deep piping sinkhole
- **16** Evorsion sinkhole
- **226** Non determinato

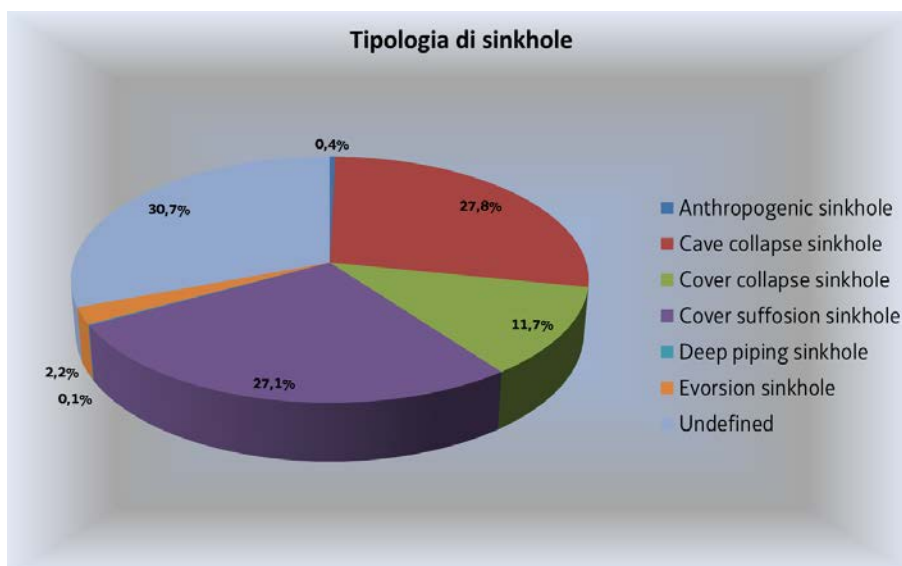


fig. 36 Tipologie di sinkhole in percentuale presenti nella Regione Friuli Venezia Giulia.

Ovviamente questo non è un quadro sinottico del Friuli Venezia Giulia in quanto nell'interpretare questi dati bisogna considerare anche che:

- è solo un primo censimento per cui sono state indagate preferenzialmente aree già conosciute per questi fenomeni
- essendo un censimento di origine naturale sono stati censiti solo i sinkhole antropici che potrebbero esser confusi con quelli naturali;
- dei sinkhole di eversione in pianura lungo gli argini (i cosiddetti "fontanazzi") sono stati cartografati solo i più emblematici;
- vi è quasi un terzo dei fenomeni non ancora definito.

In appendice alla presente relazione si allega una mappa, prodotta in formato A3, contenente la distribuzione spaziale dei 735 sinkhole, suddivisi per tipologia (all. 1).

Di questi i fenomeni inattivi, quiescenti o relitti raggiungono complessivamente il 30%, i fenomeni sicuramente attivi sono 168 a cui bisogna sommare l'incertezza degli indefiniti che raggiungono quasi il 35% del totale (fig. 37).

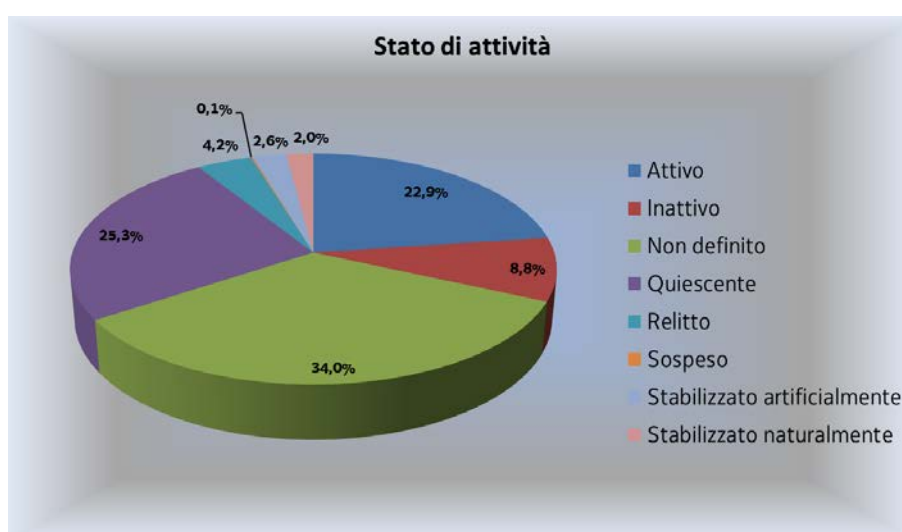
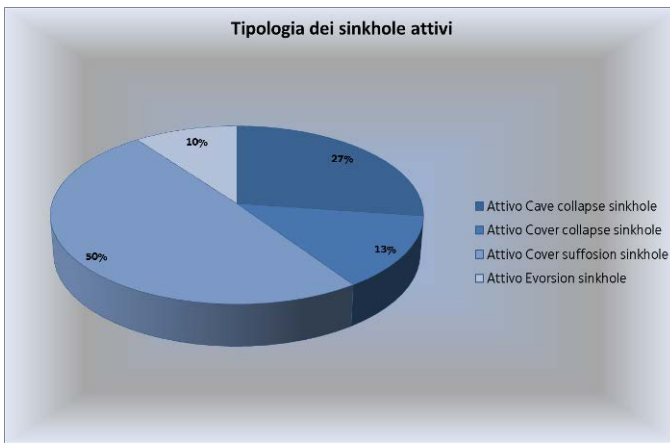


fig. 37 Identificazione dello stato di attività.



Tra i sinkhole attivi la metà sono cover suffosion e secondariamente cave collapse sinkhole (fig. 38).

fig. 38 Tipologia dei sinkhole attivi

Se analizziamo la tipologia dei sinkhole dovuti a carsismo o a ipercarsismo in relazione al contesto geologico-strutturale, geomorfologico e idrogeologico (fig. 39) possiamo notare che in tutte le aree le tipologie predominanti sono i cave collapse e i cover suffosion sinkhole, anche se si ribadisce che visto l'alto numeri di sinkhole non classificati tale considerazione è puramente indicativa.

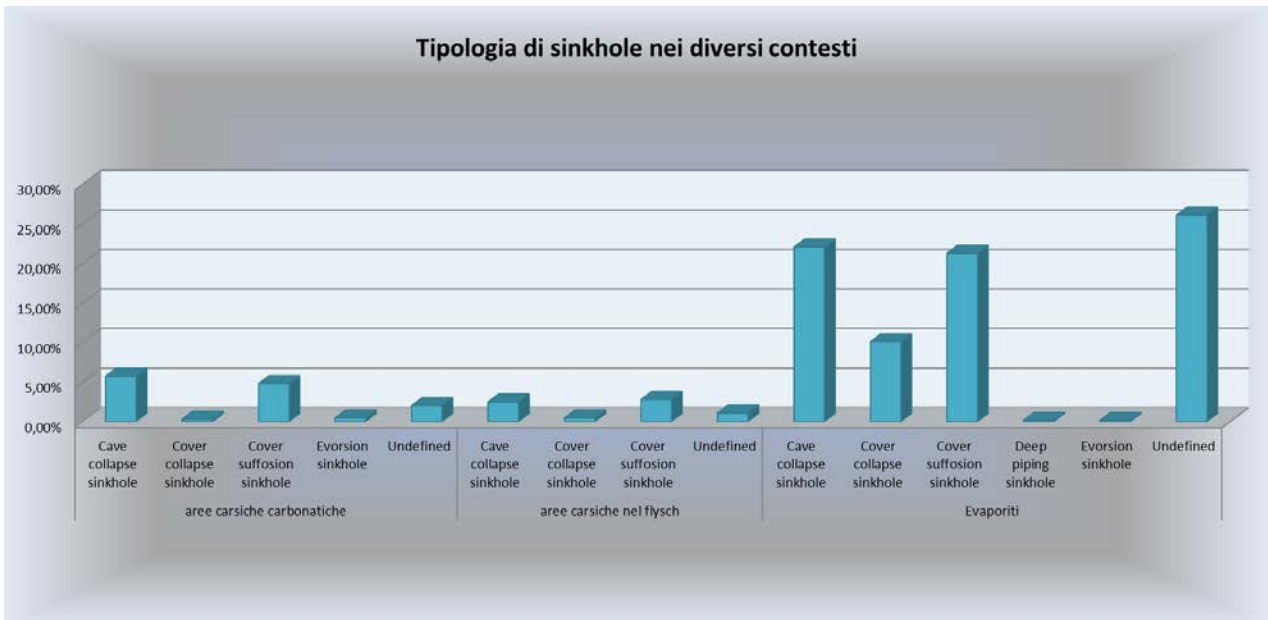
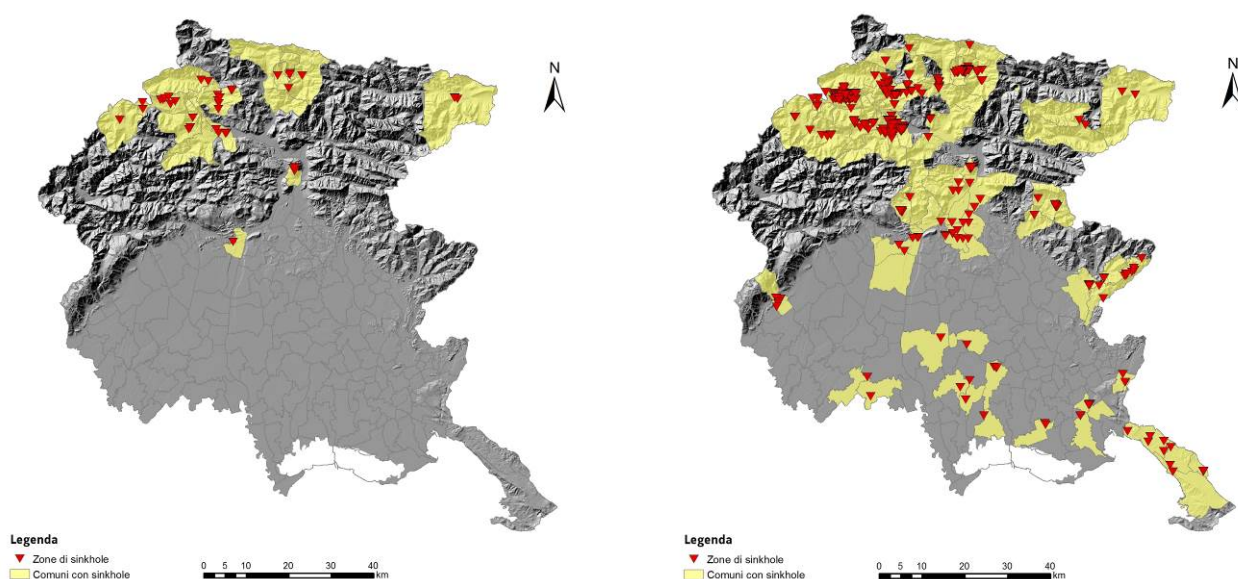


fig. 39 Tipologia dei sinkhole in relazione al contesto geologico-strutturale, geomorfologico e idrogeologico.

6. CONCLUSIONI

Il fenomeno dei sinkhole è un'evidente vulnerabilità intrinseca del Friuli Venezia Giulia e il loro censimento non può che aumentare la consapevolezza della necessità di porre particolare attenzione a tale dissesto nella gestione e pianificazione del territorio.

Sino ad ora la percezione della problematica era individuata essenzialmente dalla conoscenza delle aree storicamente colpite o per eventi di tipo emergenziale; con questo censimento è invece emersa la diffusione di tale fenomeno nel territorio regionale, com'è facilmente valutabile comparando le mappe dei comuni a vulnerabilità sinkhole accertata prima (a sinistra) e dopo (a destra) l'attuale censimento:



Anche se in regione permane la priorità emergenziale dei sinkhole evaporitici per il parossismo e la velocità del dinamismo del processo ipercarsico, lo studio ha evidenziato la diffusione dei sinkhole anche in zone in aree non tipicamente carsiche come quelle nel flysch delle Prealpi Giulie meridionali, dove sinora le uniche morfologie carsiche conosciute erano quasi unicamente le cavità confinate.

Le fenomenologie presenti nel Friuli Venezia Giulia non sono quindi inquadrabili in un unico contesto geologico e/o geomorfologico, ne tantomeno sono caratterizzate dal medesimo meccanismo di innesco e processo evolutivo, anche se sono genericamente identificabili per le aree tipo di cui al par. 4.5. Per questo motivo, in un'ottica di determinazione della pericolosità, sarà necessario iniziare dalla quantificazione locale per poi identificare, se possibile, i caratteri comuni delle aree suscettibili da sinkhole.

In concomitanza sarà doveroso rispondere alla necessità di raccomandazioni e/o linee guida per sviluppare, anche a livello locale, la capacità pianificatoria adattiva nelle aree soggette a sinkhole e ridurre così i costi per la società, evitando i continui ricorsi storici che sovente si presentano in queste aree.

A titolo storico si riporta le osservazioni di una tesi di laurea dell'anno accademico 1947-1948 scritta da P.A.B. Cosano e relatore prof. Ardito Desio a proposito di quella frazione montana in cui è stato rilevato l'unico deep piping sinkhole del Friuli Venezia Giulia (vedi par. 4.5):

“Da Enemonzo raggiungo la frazione di Quinis, paesello di qualche centinaio di abitanti sorto in un sito molto infelice: infatti numerose crepe sulle costruzioni denotano la instabilità del terreno; anzi proprio sulla strada nazionale una casa è pericolante (Cfr. fotografia).

C'è evidentemente in atto una larga frana e la natura del terreni, offre appunto le condizioni più propizie agli slittamenti; si tratta di marne scure e argille del Carnico alternate a lenti di gesso saccharoide bianco e roseo facilmente asportabile dalle acque.

Parte dell'abitato, distrutto durante l'ultimo conflitto, avrebbe potuto essere ricostruito in zona più sicura (per esempio nella spianata a destra del Rio Quinis); invece le case furono ricostruite nella zona pericolosa.”



fig. 40 Foto riportata all'interno della Tesi di Laurea di Cosano P.A.B. (1948).

Ecco quindi che questo censimento è solo il primo passo per perseguire lo sviluppo di strategie e piani d'azione per l'aumento della resilienza ai sinkhole, ovvero la trasformazione del concetto di prevenzione delle emergenze in ordinaria pianificazione (a tutti i livelli: comunale e regionale) del territorio. Conseguenza di tutto ciò è la diminuzione dei "costi di inazione", ovvero il ragionevole risparmio dato dagli interventi pianificatori (come opere di difesa e precauzioni urbanistiche) nell'evitare i costi del danno (soprattutto in termine di vite umane) ed i conseguenti interventi in emergenza.

BIBLIOGRAFIA

ANNUNZIATELLIS A., BEAUBIEN S.E., CIOTOLI G., LOMBARDI S., NISIO S. & NOLASCO F. (2004) - *Studio dei parametri geologici e geochemici per la comprensione dei meccanismi genetici degli sprofondamenti nella piana di S. Vittorino*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 63-82.

APAT (2004) - Atti Convegno "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 709 pp.

ARGENTIERI, A., CAPELLI, G., LORETELLI, S., SALVATI, R. & VECCHIA, P. (2001a) - *La pericolosità da sinkhole nel territorio della Provincia di Roma: il caso di Marcellina*. Centro Studi Orsa Maggiore, Castro Marina (LE).

ARGENTIERI, A., VECCHIA, P., LORETELLI, S., REITANO, R., SCIARRA, P., PIRO, M., FABIANI, M., CAPELLI, G., SALVATI, R., PAROTTO, M., DI FILIPPO, M., TORO, B., RUSPANDINI, T., CECCHINI, F. & MARGOTTINI, S. (2001b) - *Il sinkhole di Marcellina (Roma): Indagini geologiche, geotecniche, idrogeologiche e geofisiche*. Accademia dei Lincei, Rome.

BEAUBIEN S.E., CIOTOLI G., LOMBARDI S., NISIO S. & NOLASCO F. (2003) - *Indagini Geologiche e Geochemiche per lo studio del rischio sinkholes nella Piana di S. Vittorino*. Atti Conv. 4° Forum FIST Bellaria (Rimini) 16-18 sett. 2003. Vol Abs., 357-359.

BECK B.F. (2004) - *Soil piping and sinkhole failures*. In: White WB (eds) *Encyclopedia of caves*. Elsevier, New York, 523-528.

BECK, B. F. & JENKINS, D. T. (1985) - *Geotechnical Considerations of Sinkhole Development in Florida*. International Symposium of Environmental Geotechnology, April 21-23, 1986, Allentown, PA, 8 p.

BECK, B. F. (1988) - *Environmental and Engineering Effects of Sinkholes--the Processes Behind the Problems*. 21 st Meeting of the International Association of Hydrogeologists in Guilin, China, October, 1988. 8 pp.

BECK, B. F., & WILSON, W. L. (1987) - *Karst Hydrogeology: Engineering and Environmental Applications*. Proceedings of the Second Multidisciplinary Conference on Sinkholes and the Environmental Impacts of Karst, Orlando, FL, Rotterdam, Netherlands, A.A. Balkema, Publisher, 429 pp.

BECK, B. F., (1984) - *Sinkholes: Their Geology, Engineering and Environmental Impact*: Proceedings of the First. Multidisciplinary Conference on Sinkholes, Orlando, FL.; Rotterdam, Netherlands, A.A. Balkema, Publisher, 429 pp.

BECK, B. F., (1989) - *Engineering and Environmental Impacts of Sinkholes and Karst*. Proceedings of the Third Multidisciplinary Conference, St. Petersburg Beach, FL, October 2-4, 1989, 392 pp.

BERSANI P. & CASTELLANO F. (2002) - *I sinkhole della Piana di S. Vittorino (Rieti) e il rischio idraulico connesso*. In: *Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*. Att. Conv. 31 marzo 2000, (GR). Regione Toscana, 47-61.

BERTI G., CANUTI P., & CASAGLI N. (2002 a) - *Voragini e sprofondamenti nel territorio nazionale: analisi morfometrica di alcuni casi caratteristici in aree appenniniche*. In: *Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 71-81.

BERTI G., CANUTI P., & CASAGLI N., MICHELI L., PRANZINI G. (2002 b) - *Risultati preliminari sullo sprofondamento in località Bottegone (Grosseto)*. In: *Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 242-256.

BILLIARD A., MUXART T., DERBYSHIRE E., WANG J.T. & DIJKSTRA, T.A. (1993) - *Landsliding and land use the loess of Gansu Province, Chine*. Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement Band 87, 117-131.

- BILLIARD A., MUXART T., DERBYSHIRE E., WANG J.T. & DIJKSTRA, T.A. (1992) – *Les glissements de terrain induits par les loess de la province de Gansou, Chine*. Annales de Gèographie, 566, 495-515.
- BONDESAN M. (1995) - *Osservazioni sui gorghi e su altre cavità di erosione nei territori di Rovigo e Ferrara ipotesi sulla loro origine*. Atti Acc. Scienze di Ferrara, Vol. 70.71 Anni accademici 10-171, 1992-1993, 1193-1194. 129-156
- BROOK, G. A. & ANDERSON, T. L. (1985) - *Fracture mapping and ground subsidence susceptibility modeling in covered karst terrain: the example of Dougherty County, Georgia*. Balkema, Rotterdam.
- BRUNAMONTE F., PRESTININZI A. & ROMAGNOLI C. (1994) - *Geomorfologia e caratteri geotecnici dei depositi di terre rosse nelle aree carsiche degli Aurunci orientali (Lazio meridionale, Italia)*. Geol. Rom., 30, 465-478.
- BRUNIALTI A. (1895) – *Il nuovo Lago di Leprignano*. L'illustrazione italiana, 22: 339-340.
- BUCHIGNANI V. (2002) - *Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in località "le Funi" Camaiole capuologo, rapporto di aggiornamento 2001*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 202-209.
- BUCHIGNANI V. & CHINES C. (2002) - *Indagini relative al fenomeno di crollo verificatosi nell'ottobre 1995 in località "le Funi" Camaiole capuologo..* In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 176-201.
- BURELLI G., CLEVA S., CUCCHI F. E OBERTI DI VALNERA S. (2004) - *Stato di evoluzione di sinkholes in alcune aree montane del Friuli Venezia Giulia*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 159-170.
- CALLIGARIS C., ZINI L., CUCCHI F., STEFANELLI N. (2009) - *Gypsum's role in the Friuli Venezia Giulia sinkholes*. In: Atti del 2° Secondo Workshop Internazionale: Gli sprofondamenti catastrofici nell'ambiente naturale ed in quello antropizzato, ISPRA, Roma, 213-221.
- CAMPOBASSO C., GRACIOTTI R., NISIO S. & LETIZIA V. (2004) - *Il progetto sinkhole: le attività svolte dal Dipartimento Difesa del Suolo dell'APAT*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004". 171-188.
- CANUTI, P. (1982) - *Ambienti geologici investigati nell'ambito del sottoprogetto fenomeni franosi*. In "Progetto Finalizzato Conservazione del Suolo." CNR, Rome.
- CAPELLI G., COLOMBI A. & SALVATI R. (2001) - *Catastrophic subsidence risk assessment. A conceptual matrix for sinkhole genesis*: in Geotechnical and Environmental applications of karst geology and hydrology. Beck B.F. and Gayle Herring J. Eds., Balkema, The Netherlands
- CAPELLI G., PETITTA M. & SALVATI R. (2000) – *Relationships between catastrophic subsidence hazards and groundwater in the Velino Valley (Central Italy)* – Proceedings Sixth International Symposium on Land Subsidence SISOLS 2000, Ravenna, Italy. 1, 123-136.
- CARAMANNA G., CIOTOLI G., NISIO S. (2008) - *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas*. Journal of Natural Hazard, 45, 145- 172, DOI 10.1007/s, 11069-007-9165-7.
- CARAMANNA, G. (2001) - *Scientific utilization of scuba diving and ROV techniques in an inland flooded sinkhole in the Latium Region (Central Italy) for the hydrogeologic and geochemical study of the karst water resource*. Atti convegno FIST 2001, Chieti.
- CARULLI G.B. (2006) - *Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia. Scala 1 :150.000*. Servizio geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia. S.EL.CA., Firenze.
- CASTIGLIONI G.B. (1986) - *Geomorfologia*. Opere UTET di geografia e discipline affini; 436 pp.

CENSINI G & COSTANTINI A. (2002) – *Il sottosuolo della pianura tra Grosseto e Ribolla: ipotesi sul suo assetto strutturale*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 231-241.

CENSINI G & COSTANTINI A. (2002) – *Il sottosuolo della pianura tra Grosseto e Ribolla: ipotesi sul suo assetto strutturale*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 231-241.

CHANG, K. & BASNETT, C. (1995) - *Delineation of sinkhole boundary using DutchCone soundings*. Engineering Geology 52.

CIOTOLI G. DI FILIPPO M. NISIO S. & ROMAGNOLI C. (2000) – *La Piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, strutturali, geomorfologici, geofisici e geochimici*. Mem. Soc. Geol. It., 56, 297-308.

CIOTOLI G., DI FILIPPO M., NISIO S., ROMAGNOLI C. (1998) - *La piana di S. Vittorino: dati preliminari sugli studi geologici, strutturali, geomorfologici, geofisici e geochimici*. Atti Conv. Giovani Ricercatori di Geologia Applicata. Chieti 22-24 Ott. 1998, Vol. abs. 200-201.

COLOMBI A., SALVATI R. & CAPELLI G. (2001) - *Sinkhole in Latium Region (Central Italy). Purposes of the Main Project: in Geotechnical and Environmental applications of karst geology and hydrology*. Beck B.F. and Gayle Herring J. Eds., Balkema, The Netherlands

COSANO P.A.B. (1948) - *Rilievo Geologico dei dintorni di Enemonzo (Carnia)*. Tesi di Laurea – Relatore Prof. A Desio.

CRAMER H. (1941) - *Die Systematik der karstdolinen*. Neues Jb. Miner. Geol Paläont., 85, 293-382.

CUCCHI F. & PIANO C. (2013) - *Brevi note illustrative della Carta geologica del Carso Classico italiano*. Servizio geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 43 pp.

<http://www.regione.fvg.it/rafvfg/cms/RAFVG/ambiente-territorio/tutela-ambiente-gestione-risorse-naturali/FOGLIA201/FOGLIA9/>

CUCCHI F., ZINI L. & CALLIGARIS C. (Eds.) (2015) - *Le acque del Carso Classico / Vodonosnik Klasičnega Krasa*. Progetto / Project Hydrokarst . Edizioni Università di Trieste EUT, 194 pp., <http://book.hydrokarst-project.eu/#1/z>

CVIIIC, J. (1893). *Das Karstphaenomenon*. Geol. Abhandl, Wien.

D'AMATO AVANZI G., PUCCINELLI A., VERANI M. (2002) – *La geologia della Piana di Camaiole in relazione al fenomeno di sprofondamento del 15 ottobre 1995*. In: Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 154-175.

DEL GRECO O., GARBARINO E., OGGERI C., FORNARO M., PIOLI F. (2003) - *Studio del fenomeno di subsidenza del "Bottegone" (Grosseto)*. Geam. Territorio e Difesa del suolo. mar-giu 2003, 40-62.

DEL GRECO O., GARBARINO E., OGGERI C., PIOLI F. (2004) - *Esame del fenomeno di subsidenza del Bottegone (Grosseto)*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004.

DERBYSHIRE E., & MELLORS T. W. (1988) - *Geological and Geotechnical characteristic of some loess and loessic soil from China and Britain: a comparison*. Engineering Geology, 25, 135-175.

DERBYSHIRE E., WANG J., JIN Z., BILLARD A., EGELS Y., KASSER M., JONES D.K. C. MUXART T. & OWEN L. (1991) – *Landslide in the Gansu loess of China*. Catena Supplement, 20, 119-145.

DI FILIPPO, M., PALMIERI, M. & TORO, B. (2002) - *Studio gravimetrico del Sinkhole di Doganella di Ninfa (Latina)*. In le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Regione Toscana, Att. Conv. 31 marzo 2000, 62-70. Regione Toscana, Grosseto.

- FACCENNA C., FLORINDO F., FUNICELLO R., & LOMBARDI S. (1993) – *Tectonic setting and Sinkhole Features: case histories from western Central Italy*. Quaternary Proceeding n.3, 47-56.
- FACCENNA, C., FUNICELLO, R., MONTONE, P., PAROTTO, M. & VOLTAGGIO, M. (1994). - *Late Pleistocene strike-slip tectonic in the Acque Albule basin (Tivoli, Latium)*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia 49, 37-50.
- FAIRBRIDGE (1968) – *The Encyclopedia of Geomorphology*. Ed. Reinhold, New York, 1968, 1295 pp.
- FERRELI L., GUERRIERI L., NISIO S., VITA L. & VITTORE E. (2004) - *Relations among seismogenic structures, earthquakes and sinkhole phenomena: a methodological approach in the Apennines (Italy)*. 32nd International Geological Congress. Firenze 20-28 Ago 2004. Vol Abs, Part 1, 669
- FIORA L., BORGHI A., ALCIATI L. E ZUSI V. (2002) - *Carta geologica delle pietre naturali contemporanee d'Italia*. Giorgio Zusi Editore, Verona.
- FORD D. & WILLIAMS P. W. (1989) – *Karst geomorphology and hydrology*. Unwin Hyman, London, 601 pp.
- FORTI P. (2002) - *Evoluzione ipercarsica all'interno di acquiferi termali e in rapporto a possibili problemi di suffosione*. In: *Le voragini catastrofiche, un nuovo problema per la Toscana*. Att. Conv. 31 marzo 2000, GR. Regione Toscana, 11-26.
- GALLOWAY, D. L., JONES, D. R. & INGEBRITSEN, S. E. (1999) - *Land subsidence in the United States*. USGS.
- GARBIN, F., SCARAPAZZI, M., CIANCI, S., CAPELLI, G., SALVATI, R., ALBANESE, G. & STORONI, S. (2004) - *Esempio di caratterizzazione geotecnica finalizzata alla definizione del rischio in un'area interessata da fenomeni di sprofondamento catastrofico (Tor Tre Ponti, Latina)*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 425-440 APAT, Rome.
- GARY, M. O., SHARP, J. M., CARAMANNA, G. & HAVENS, R. S. (2003) - *Volcanically influenced speleogenesis forming "El Sistema Zacatòn" (Mexico) and "Pozzo del Merro" (Italy), the deepest phreatic sinkholes in the world*. Geological Society of America, Seattle.
- GEOCGT (2008) - *Cartografia Geologica di sintesi in scala 1:10.000 dei fogli 131 "Caresana", 110 "Trieste", 109 "Grado", 088 "Gorizia", 067 "Cividale del Friuli", 087 "Palmanova", 108 "Lignano Sabbiadoro"*. Servizio geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia.
- GORTANI M. (1904) - *Una dolina di sprofondamento presso Treppo Carnico*. Mondo Sott., 1 (2), 40-41.
- GRACIOTTI R., NISIO S., & VITA L. (2004) - *Sinkholes in Italy: inventory of natural phenomena and some study cases*. 32nd International Geological Congress. Firenze 20-28 Ago 2004. Vol Abs, part 1, 670.
- GRANDESSO P., STEFANI C E TUNIS G. (2002) - *La sequenza neogenica*. In: *Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, Guide geologiche regionali (Friuli Venezia Giulia), a cura della S.G.I.*, 55-57, BE-MA Editrice, Milano.
- GUERRIERI L., BLUMETTI A.M., DI MANNA P., VITTORE E. & SERVA L. (2007) - *Fagliazione superficiale in aree urbane nel territorio italiano: input per la pianificazione territoriale*. 26° Convegno Nazionale Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma 13-15 novembre 2007.
- GUNN, J. (2006) - *Turloughs and tiankengs: distinctive doline forms*. Speleogenesis Evol. Karst Aquifers 4 (1), 1-4.
- GUTIÉRREZ F., GUERRERO J, LUCHA P. (2008) - *A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain*. Environmental Geology, 53, 993-1006.
- GUTIÉRREZ F., PARISE M., DE WAELE J. E JOURDE H. (2014) - *A review on natural and human-induced geohazards and impacts in karst*. Earth-Science Review, 138, 61-88.

- HILL C. A. (1996) - *Geology of the Delaware Basin, Guadalupe, Apache and Glass Mountains, New Mexico and West Texas*. Permian Basin Section- SEPM (Society for sedimentary geology). Midland, Texas, 1996, pp 480.
- HYATT, J. A., WILSON, R., GIVENS, J. S. & M.JACOBS, P. (2001)- *Topographic, geologic, and hydrogeologic controls on dimensions and locations of sinkholes in thick covered karst, Lowndes County, Georgia*. In "Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrology." pp. 37-45. Proceedings of eighth multidisciplinary conference on sinkholes 1-4 April, 2001. A. A. Balkema, Lisse, The Netherlands.
- JENNINGS J.N. (1985) – *Karst geomorphology*- Kateprint Co. Ltd, Oxford, 293 pp..
- KAUFMANN, O. & QUINIF, Y. (1999) - *Cover-collapse sinkholes in the Tournais area, southern Belgium*. *Engineering Geology* 52, 15-22.
- LITTLEFIELD J.R., CULBRETH M.A. UPCHURCH S.B., STEWART M.T. (1984) – *Relationship of modern sinkhole development to large scale-pholinear features*. In: Beck Barry F. (1984) *Sinkholes: their geology, engineering & environmental impact*. Ed. A.A. Balkema/Rotterdam/Boston.
- MARINELLI O. (1897) - *Fenomeni di tipo carsico nei terrazzi alluvionali della Valle del Tagliamento*. *Memorie Società Geografica Italiana*, 2, 415-419.
- MARINELLI O. (1902) - *Cavità di sprofondamento nella campagna di Forni di Sotto*. In: *Studi orografici nelle Alpi Orientali*, Serie 1900, *Bollettino Società Geografica Italiana*, 10, 67-68.
- MASSARI F., GHIBAUDO G., D'ALESSANDRO A., DAVAUD E. (2001) - *Water-Upwelling pipes and soft-sedimentary deformation structures in lower Pleistocene calcarenites (Salento, southern Italy)*. *Geological Society of America Bulletin*. vol. 113, pp. 545-560.
- MONROE W.H. (1970)- *A glossary of karst terminology*. U.S. Geol. Surv. Water Sup (1970).
- MUXART T., BILLARD A., & DERBYSHIRE E. & WANG J. (1994) – *Variation in Runoff on steep unstable loess slopes near Lanzhou, China: Initial results using rainfall simulation*. In: M. J. Kirby – *Process models and theoretical geomorphology* (1994), 337-355.
- NEWTON J G. (1986) - *Natural and induced sinkhole development in the eastern United States*. International Association of Hydrogeological Sciences Publication n. 151.
- NEWTON J.C. (1984)- *Review of induced sinkhole development*. In: Beck Barry F. (1984) *Sinkholes: their geology, engineering & environmental impact*. Ed. A.A. Balkema/Rotterdam/Boston.
- NEWTON J.C. (1987)- *Development of sinkholes resulting from man's activities in the eastern United States*. USGS C-968, 54 pp.
- NISIO S. & SALVATI R. (2004) *Fenomeni di sprofondamento catastrofico. Proposta di classificazione applicata alla casistica italiana*. *Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004"*, 573-584.
- NISIO S. (2003) – *I fenomeni di sprofondamento: stato delle conoscenze ed alcuni esempi in Italia Centrale*. *Il Quaternario*, 16 (1) 2003, 121-132.
- NISIO S., CARAMANNA G., CIOTOLI G. (2007) - *Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies*. In: Parise & Gunn (eds) *Natural and Anthropogenic Hazards in Karst areas: Recognition, Analysis and Mitigation*. Geological Society, London, Special Publications, 279, 23-45.
- NISIO S., G. CARAMANNA, G. CIOTOLI (2005) - *Sinkholes hazard in Italy: first results on the inventory and analysis of some case studies*. General Assembly of the European Geosciences Union (EGU), Vienna April 24 to 29; *Geophysical Research Abs. Vol. 7, 03922, 2005*.

- NISIO S., GRACIOTTI R. & VITA L. (2004) *I fenomeni di sinkhole in Italia: terminologia, meccanismi genetici e problematiche aperte*. Atti Conv. "Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governo del territorio Roma 20-21 maggio 2004", 557-572.
- NOLASCO F. (1998) – *La piana di S. Vittorino. Contributo allo studio dei processi evolutivi dei rischi e della prevenzione*. Regione Lazio- Acea.
- PARISE M. & FLOREA L. J. (2008) – *I sinkholes nella letteratura scientifica internazionale: una breve rassegna, con particolare riferimento agli Stati Uniti d'America*. In: S. NISIO (Ed.) "I fenomeni naturali di sinkhole nelle aree di pianura italiane". Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 85: 427-450.
- PLACER L. (1999) - *Contribution to the macrotectonic subdivision of the border region between Southern Alps and External Dinarides*. Geologija 41, 223-255, Ljubljana.
- PODDA (2010) - *Geologia e materiali lapidei del Friuli Venezia Giulia*. In: L'attività estrattiva in Friuli Venezia Giulia a cura di Castelli E. 6-61, Servizio geologico, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia
- PONTON (2002) - *La sequenza ladinico-retica*. In: Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, Guide geologiche regionali (Friuli Venezia Giulia), a cura della S.G.I., 45-48, BE-MA Editrice, Milano.
- RAFVG (2015) - Piano Regionale di Tutela delle Acque - Regione Autonoma Friuli Giulia. L.R. 11/2015
- REGIONE TOSCANA (2002) - *Le voragini catastrofiche: un nuovo problema per la Toscana*. Atti Convegno 31 Marzo, Grosseto 2000. Ed. Regione Toscana, 256 pp.
- SALVATI R. & SASOWSKY I.D. (2002) - *Development of collapse sinkhole in areas of groundwater discharge*. Journal of Hydrology , 264, 1-4. Amsterdam : Elsevier, Jul., 30, 2002.
- SALVATI, R., CAPELLI, G. & COLOMBI, A. (2001). - *Catastrophic subsidence risk assessment: a conceptual matrix for sinkhole genesis*. In "Geotechnical and environmental applications of karst geology and hydrology. (Beck B. F., Gayle Herring J., Ed.), pp. 159-162. Balkema, Rotterdam.
- SAURO U. (2003) Dolines and Sinkholes: aspects of evolution and problems of classification. Acta carsologica 32/2, 41-52.
- STEEPLES, D. W., KNAPP, R. W. & MILLER, R. D. (1984). - *Examination of sinkholes by seismic reflection*. In "Sinkholes: Their geology, engineering & environmental impact. pp. 217-223. Proceedings of first multidisciplinary conference on sinkholes 15-17 October, 1984. A.A. Blakema Publishers, Accord, Massachusetts.
- THARP T.M. (1997) - *Mechanism of formation of cover collapse sinkhole*. Proc. 6th Multidisciplinary conference of sinkhole and the engineering and Environmental Impact of Karst: 29 –36, Balkema, Rotterdam
- THARP T.M. (1999) - *Mechanism of upward propagation of cover collapse sinkhole*. Engineering Geology, 52: 23-33.
- THARP, T. M. (2000)- *Cover-collapse sinkhole formation and piezometric surface drawdown*. P.E. LaMoreaux and Associates, Louisville, Kentucky.
- TIHANSKY A.B. & GALLOWAY D.L. (2000) – *Land and water-resource development activities increase sinkhole frequency in the mantled karst region of Florida. USA*. Proceedings Sixth International Symposium on Land Subsidence SISOLS 2000, Ravenna, Italy. 1, 77-90.
- TIHANSKY, A. B. (1999). – *Sinkholes*. West-Central Florida. 121-141.
- TOMLIJENOVIC B. AND CSONTOS L. (2001) - *Neogene-Quaternary structures in the border zone between Alps, Dinarides and Pannonian Basin (Hrvatsko zagorje and Karlovac Basins, Croatia)*. Int. J. Earth Sciences, 90: 560-578.

- TUCCIMEI, P. & SALVATI, R. (2003) - *New Hydrochemical Data on the deep-seated groundwater circulation in the Pontina Plain (Central Italy)*. Geological Society of America, Seattle, WA.
- TUCCIMEI, P., DELITALA, M. C., CONFORTI, M., SALVATI, R. & GARELLO, M. (2002) - *Excess Radon distribution in water samples from sinkholes in groundwater discharge areas (Pontina Plain, Central Italy)*, Denver, CO.
- TUCCIMEI, P., SALVATI, R., DELITALA, M. C. & CAPELLI, G. (in printing)- *Radon tracing of groundwater input into a cover collapse sinkhole within the discharge zone of a karst aquifer (Green Lake, Pontina Plain, Central Italy)*. Applied Geochemistry.
- VAI G.B., SPALLETTA C. & PONDRELLI M. (2002) - *La sequenza ercinica del Paleozoico carnico*. In: Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, Guide geologiche regionali (Friuli Venezia Giulia), a cura della S.G.I., 20-31, BE-MA Editrice, Milano.
- VENI, G. (1987) - *Fracture permeability: Implications on cave and sinkhole development and their environmental assessments*. In "Karst hydrology: engineering and environmental applications." pp. 101-105. Proceedings of second multidisciplinary conference on sinkholes 9-11 February, 1987. A.A. Blakema Publishers, Accord, Massachusetts.
- VENTURINI C. (2002) - *La sequenza permo-carbonifera*. In: Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, Guide geologiche regionali (Friuli Venezia Giulia), a cura della S.G.I., 31-37, BE-MA Editrice, Milano.
- VENTURINI C. (2002) - *La successione permo-anisica*. In: Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, Guide geologiche regionali (Friuli Venezia Giulia), a cura della S.G.I., 38-45, BE-MA Editrice, Milano.
- VENTURINI C. (2003) - *Il Friuli nel Quaternario: l'evoluzione del territorio*. In: Muscio G., a cura di, (2003) - *Glacies. L'età dei ghiacci in Friuli: ambienti, climi e vita negli ultimi 100.000 anni*. Catalogo della mostra. Comune di Udine, Museo Friul. St. Nat., 23-106.
- VENTURINI C. (2006) - *Evoluzione geologica delle Alpi Carniche*. Museo Friulano di Storia Naturale, Comune di Udine, pubbl. 48, 220 pagg.
- VENTURINI C., SPALLETTA C., VAI G.B., PONDRELLI M., FONTANA C., DELZOTTO S., LONGO SALVADOR G., CARULLI G.B. & PISA G. (2010) - *F° 031 Ampezzo (Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000)*. ISPRA - Dipartimento Difesa dei Suoli - Servizio Geologico Nazionale.
- VENTURINI S. E TUNIS G. (2002) - *La sequenza giurassico-paleogenica*. In: Alpi e Prealpi Carniche e Giulie, Guide geologiche regionali (Friuli Venezia Giulia), a cura della S.G.I., 49-55. BE-MA Editrice, Milano.
- WALEED, A. A. & GOODINGS, D. J. (1996) - *Modeling of sinkholes in weakly cemented sand*. Journal of Geotechnical Engineering 122.
- WALEED, A. A. (1995) - *Centrifuge modeling of sinkhole development in weakly cemented sand*. Unpublished PhD thesis, University of Maryland.
- WALTHAM A.C. & FOOKES P.G. (2003) - *Engineering classification of karst with respect to the role and influence of caves*. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 36, 101-118.
- WALTHAM T., BELL F. & CULSHAW M. (2005) - *Sinkholes and subsidence. Karst and cavernous rocks in engineering and construction*. Springer, 382 pp.
- WHITE W.B. (1988) - *Geomorphology and Hydrology of carbonate terrains*. University Press, Oxford, 464 pp.
- WHITE, W. B., CULVER, D. C. & HERMAN, J. S. (1995) - *Karst lands*. American Scientists 83.
- WILLIAMS P. (2003) - *Dolines*. In: Gunn J. (ed): *Encyclopedia of caves and karst science*. Taylor and Francis Group, NY, 304-310.

ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., FONTANA A. & PAIERO G. (2008a) - *Note illustrative del Foglio 086 San Vito al Tagliamento. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT - Servizio Geologico Nazionale, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia – Servizio geologico, 190 pp., Graphic Linea, Tavagnacco-Udine.

ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., GRANDESSO P., MONEGATO G., PAIERO G., POLI M.E. & STEFANI C. (2008b) - *Note illustrative del Foglio 065 "Maniago". Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT - Servizio Geologico Nazionale, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Servizio geologico, 224 pp., Graphic Linea, Tavagnacco-Udine.

ZANFERRARI A., AVIGLIANO R., MONEGATO G., PAIERO G. & POLI M.E. (2008c) - *Note illustrative del Foglio 066 "Udine". Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. APAT - Servizio Geologico Nazionale, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia - Servizio geologico, 176 pp., Graphic Linea, Tavagnacco-Udine

ZANFERRARI A., MASETTI, D., MONEGATO, G., POLI, M.E. (2013) - *Note illustrative del Foglio 049 "Gemona del Friuli". Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, 262 pp. <http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/friuli.html>.

ZINI L., CALLIGARIS C., FORTE E., PETRONIO L., ZAVAGNO E., BOCCALI C., CUCCHI F. (2015) - *A multidisciplinary approach in sinkhole analysis: The Quinis village case study (NE-Italy)*. *Engineering Geology*, 197, 132-144.

INDICE

1.	PREFAZIONE	1
2.	INQUADRAMENTO GENERALE DEL FRIULI VENEZIA GIULIA	2
2.1.	Inquadramento geologico.....	3
2.1.1.	La successione paleozoica.....	3
2.1.2.	La Successione permio-anisica.....	5
2.1.3.	La successione anisico-ladinica.....	7
2.1.4.	La successione ladino-retica.....	8
2.1.5.	La sequenza giurassico-paleogenica.....	9
2.1.6.	La sequenza paleogenica-neogenica.....	12
2.1.7.	I Depositi del Quaternario	14
2.2.	Inquadramento tettonico.....	16
2.3.	Inquadramento geomorfologico	21
2.3.1.	Cenni generali di carsismo nella regione	22
2.4.	Inquadramento idrogeologico	25
2.5.	Inquadramento climatico	26
2.5.1.	Temperatura.....	27
2.5.2.	Piovosità	28
3.	I SINKHOLES: CARATTERI GENERALI E CLASSIFICAZIONE	29
3.1.	Aspetti terminologici.....	30
3.2.	Le principali classificazioni internazionali dei fenomeni di sinkhole: alcuni cenni	31
3.3.	La classificazione dei fenomeni di sprofondamento in base alla casistica italiana	37
3.4.	I Deep Piping Sinkhole	40
3.4.1.	Il Processo Genetico	40
3.4.2.	La morfologia.....	43
3.4.3.	Propagazione dei fenomeni.....	44
3.5.	Le cause predisponenti ed innescanti	45
3.5.1.	Il trasporto dei materiali	46

3.6.	L'evoluzione dei sinkhole	47
3.6.1.	L'annegamento.....	47
3.6.2.	L'estinzione	48
3.6.3.	La riattivazione.....	49
3.6.4.	La migrazione.....	49
3.7.	La classificazione utilizzata per i fenomeni di sinkhole del Friuli Venezia Giulia.....	51
4.	PRIMO CENSIMENTO REGIONALE DEI SINKHOLE DI ORIGINE NATURALE IN FRIULI VENEZIA GIULIA.....	52
4.1.	Raccolta dati.....	52
4.2.	Rilevamenti geologici, geomorfologici ed idrogeologici di dettaglio sui siti interessati.....	54
4.3.	Fotointerpretazione delle aree al contorno.....	55
4.4.	Informatizzazione dei dati.....	55
4.5.	Studio dei processi genetici in relazione al contesto geologico-strutturale, geomorfologico e idrogeologico che portano alla formazione dei sinkholes.....	59
5.	ANALISI DEI DATI.....	64
5.1.	Tipologia dei dati raccolti e presenti nel database.....	64
5.2.	Analisi a scala regionale	64
6.	CONCLUSIONI.....	67
	BIBLIOGRAFIA	69
	INDICE.....	77