REGIONE CAMPANIA

D.G. 50.09 - DIREZIONE GENERALE PER IL GOVERNO DEL TERRITORIO

STAFF tecnico operativo 50.09.92 - Sistemi Informativi Territoriali

SCHEDA PER L'INVENTARIO DEI GEOSITI CAMPANI

DESCRIZIONE DEL GEOSITO SA137 Pantano di San Gregorio

Aspetti geomorfologici e morfostrutturali

Il Pantano di San Gregorio Magno è un grande bacino tettono-carsico di 4,7 km^2 situato nella fascia assiale dell'Appennino Meridionale, area interessata da intensa sismicità. Il bacino si è formato nel Pleistocene medio. I dati del sottosuolo (pozzi, con profondità da 41 a 54 m) mostrano che il bacino è riempito da depositi lacustri (argille, limi e sabbie alternati a strati sabbiosi piroclastici e sottili strati ciottolosi) che passano lateralmente a depositi di conoide alluvionale e di pendio (Ascione et al., 2003). Nel bacino di San Gregorio Magno sono state condotte indagini geomorfologiche integrate anche da analisi tefrostratigrafiche, palinologiche e paleoecologiche sulla base di un carotaggio profondo 61 m (che non ha raggiunto il substrato roccioso). Gli studi geomorfologici e stratigrafici di sottosuolo del bacino di S. Gregorio Magno mostrano che, negli ultimi 200.000 anni, il bacino ha ospitato un lago d'acqua dolce il cui livello è cambiato nel tempo. I vincoli cronologici forniti dalla documentazione tefrostratigrafica hanno permesso di stimare che anche il tasso di sedimentazione variava fortemente nel tempo. L'evoluzione del bacino è il risultato della complessa combinazione di subsidenze tettoniche, processi carsici e variabilità del tasso di sedimentazione. Quest'ultimo è stato influenzato dai contributi allogenici relativi sia agli input vulcanoclastici primari che rielaborati ed è stato determinato dal clima. L'evidenza complessiva indica che a lungo termine il tasso di accumulo ha sostanzialmente controbilanciato la subsidenza tettonica e che l'evoluzione del bacino sia stata modulata anche dalle variazioni dei tassi di subsidenza.

Le indagini geomorfologiche hanno permesso di riconoscere almeno due generazioni di depositi di pendio (ghiaioni grossolani), mentre allo sbocco dei corsi d'acqua più significativi che sezionano il confine settentrionale del bacino sono presenti fino a tre generazioni di conoidi alluvionali incastrati. I conoidi alluvionali più giovani, sostanzialmente non incisi, sono relativi all'attuale fondo del bacino e sono da ascrivere all'Olocene. I conoidi più antichi (di età compresa tra il tardo Pleistocene medio e probabilmente il primo Olocene) sono leggermente sollevati, essendo limitati verso la pianura da scarpate di faglia alte pochi metri.

Nel corso dell'Ottocento il Pantano di SanGregorio ospitava un lago stagionale, che occupava una superficie di 2,13 km^2 durante la massima espansione invernale, raggiungendo una profondità massima di 3,67 m. Nel corso delle calde estati, il livello dell'acqua si abbassava drasticamente con fino a prosciugarsi del tutto nel mese di settembre (Fornari, 1879). Tra il 1879 e il 1880 il bacino fu bonificato mediante la costruzione di un sistema di canali che convogliavano le acque superficiali

verso la dolina: qui un cunicolo collegava la depressione endoreica con il fianco destro della gola del fiume Platano (Calvanese, 1894). Sebbene il sistema di drenaggio sia ancora in funzione, attualmente durante la stagione delle piogge si formano piccole paludi temporanee.

Il fondo del bacino, posto a circa 350 m (il punto più basso è 348 m s.l.m.), è essenzialmente pianeggiante, con una lievissima pendenza verso ESE dove si trova una dolina a 349 m. Questa pianura allungata ONO è sospesa, ad est, oltre 200 m sopra il vicino fiume Platano, che scorre in una delle gole più imponenti dell'Appennino meridionale. A ovest, un paesaggio collinare separa la conca dal bacino tettono-carsico quaternario dai Piani di Buccino.
Il bacino è delimitato da due grandi scarpate tettoniche con andamento ONO – ESE che si innalzano fino a 400 m di altezza, associate a faglie normali (Ascione et al., 2003). Diverse caratteristiche morfostrutturali che caratterizzano le due scarpate suggeriscono che la faglia principale del bacino si trovi alla base del fronte montuoso settentrionale.

Attività sismica
La sismicità che interessa l'intera fascia assiale dell'Appennino campano-lucano, è connotata dal ripetersi, con frequenza non elevata, di terremoti con intensità epicentrali superiori al IX grado MCS, magnitudo massime stimate per gli eventi storici, o registrate, superiori a 6.5 e sequenze caratterizzate da una scossa principale seguita da *aftershock* (Cocco et al., 1993; Alessio et al., 1993; Gruppo di lavoro CPTI, 2004; Vannucci et al., 2004). Tale sismicità è principalmente dovuta ad eventi di fagliazione normale che interessano uno strato sismogenetico dello spessore di circa 15-20 km e che presentano una direzione di estensione NE-SO (Cello et al., 1982; Gasparini et al., 1985; Westaway e Jackson, 1984; Bernard e Zollo, 1989).
Tale direzione è coerente con quella che guida il più recente campo deformativo che interessa la regione, attivo dal tardo-Quaternario (Hyppolite et al., 1994; Caiazzo et al., 2006).
Tra i terremoti che hanno interessato il territorio, quelli che hanno provocato i maggiori effetti di superficie sono gli eventi del 1694 (di magnitudo 6.8 e intensità del X grado; Gruppo di lavoro CPTI, 2004) e quello del 1980, che provocò numerose vittime e forti danneggiamenti agli abitati di Laviano, Conza, S. Angelo dei Lombardi e Castelnuovo di Conza, con intensità macrosismiche tra il IX e il X grado MCS (Alessio et al., 1993).
Il terremoto del 1980, con magnitudo pari a 6.9 e profondità ipocentrale intorno a 15 km, è stato caratterizzato da un meccanismo focale di tipo estensionale (Westaway e Jackson, 1984; Bernard e Zollo, 1989). In particolare, sono stati distinti tre principali subeventi occorsi in circa 40 secondi, associati a rotture lungo altrettanti segmenti di faglia ad orientazione NO-SE e riferibili ad una faglia normale principale immergente di circa 60° verso NE e ad una antitetica faglia normale con immersione verso SO (De Natale et al., 1988; Bernard e Zollo, 1989; Pingue et al., 1993; Amato e Selvaggi, 1993).
Tale sisma provocò una deformazione del suolo su vasta scala, rilevata da misure geodetiche (De Natale et al., 1988; Pingue et al., 1993), e diede luogo ad una serie di rotture superficiali (Bollettinari e Panizza, 1981; Cinque et al., 1981). Tra esse, l'allineamento di scarpate di faglia con altezza intorno a 80 cm, orientazione NO-SE e rivolte verso NE, esteso tra il piedimonte settentrionale del Monte Cervialto ed attraverso il massiccio Monte Marzano – M. Ogna, fino al Pantano di S. Gregorio Magno, con una lunghezza complessiva di 38 km, viene considerato come l'espressione superficiale della faglia sismogenetica principale (Westaway e Jackson, 1984; Pantosti e Valensise, 1990).
Durante il terremoto dell'Irpinia del 1980, il pavimento del bacino è stato interessato da una rottura superficiale (Westaway e Jackson, 1984; Pantosti e Valensise, 1990). Lo scivolamento si è verificato lungo una faglia con direzione ONO ed immersione NE, presumibilmente antitetiche alla faglia principale del bacino.

Evidenze di faglie recenti sono fornite anche da alcuni specchi di faglia e da scarpate basali fresche (non superiori a 1–2 m) presenti lungo il fronte settentrionale della montagna

Sintesi della descrizione elaborata da:

Aiello G., Ascione A., Barra D., Munno R., Petrosino P., Russo Ermolli E. Villani F., 2007, Evolution of the late Quaternary San Gregorio Magno tectono-karstic basin (southern Italy) inferred from geomorphological, tephrostratigraphical and palaeoecological analyses: tectonic implications. Journal of Quaternary Science, 22(3), pp. 233–245.

Ascione A., 2016, Sismotettonica. In: Di Nocera S. et al., 2016, Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - foglio 468 EBOLI, Regione Campania – Servizio Geologico d'Italia, pp. 88-89.