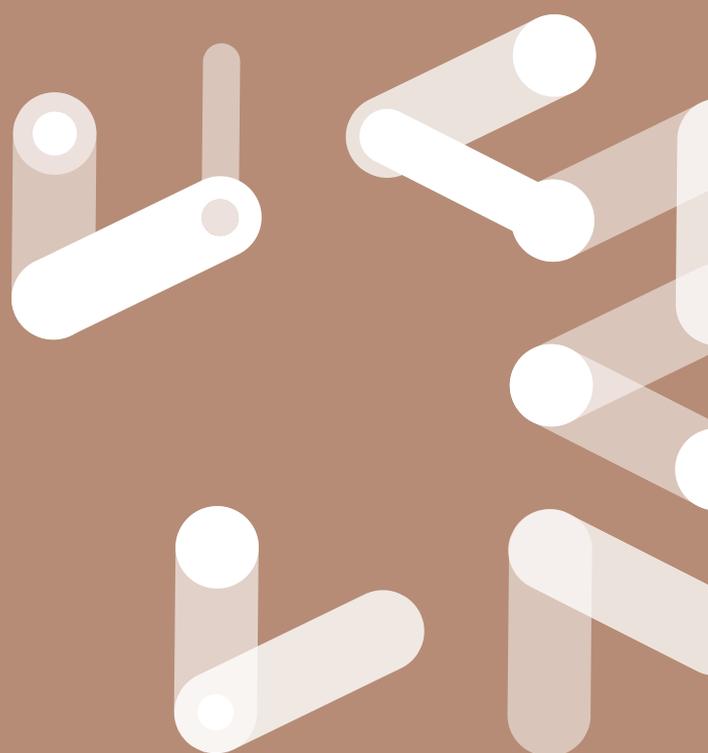


ESTUDO GEOARQUEOLÓGICO DOS SÍTIOS DO RODO, VAU E BISPEIRA 8

AUTORES

Sérgio Monteiro-Rodrigues e Alberto Gomes



Os estudos geoarqueológicos realizados no Rodo, Vau e Bispeira 8 permitiram reconhecer três contextos arqueológicos associados a depósitos de vertente que, nos dois primeiros casos, recobrem a superfície de terraços fluviais pleistocénicos, respetivamente, do rio Vouga e do rio Teixeira. Os depósitos de vertente terão sido controlados por pequenas bacias localizadas a montante dos sítios arqueológicos. Ainda no que diz respeito ao Rodo e ao Vau, a principal etapa de erosão das vertentes parece coincidir com o evento paleoclimático conhecido por *Dryas III*. No entanto, datações absolutas e dados arqueológicos mostraram que a erosão também ocorreu após o Pleistocénico. No Vau foram identificadas ocupações humanas atribuíveis ao Paleolítico Superior, associadas a depósitos finos de inundação do rio Teixeira. Ocupa es mais recentes surgem conectadas com coluviões holoc nicas. No Rodo, os principais vestígios arqueológicos datam também do Paleolítico Superior, não se descartando a possibilidade da existência de ocupa es posteriores. Na Bispeira 8, os vestígios da presença humana são mais exiguos, datando essencialmente do Paleolítico Superior e do Neolítico Médio/Final.

The geoarchaeological studies carried out at Rodo, Vau and Bispeira 8 allowed to the recognition of three archaeological contexts associated with slope deposits that, in the first two cases, cover the surface of Pleistocene fluvial terraces, respectively, of the Vouga river and the Teixeira river. The slope deposits were controlled by small basins located at the top of the hills in the vicinity of the sites. Still with regard to Rodo and Vau, the main stage of slope erosion seems to coincide with the paleoclimatic event known as Dryas III. However, absolute dating and archaeological data showed that erosion also occurred after the Pleistocene. At Vau, Upper Paleolithic occupations were identified associated with flood deposits of the Teixeira river. More recent occupations are connected with local holocene colluvia. At Rodo, the main archaeological remains also date from the Upper Paleolithic, but the possibility of the existence of later occupations is not ruled out. At Bispeira 8, the remains of the human presence are less abundant and date mainly of the Upper Paleolithic and the Middle/Late Neolithic.

1. Enquadramento geológico e geomorfológico

Os sítios do Rodo, Vau e Bispeira 8 inserem-se na bacia hidrográfica do Rio Vouga, localizada na região Centro de Portugal (Figura 1). O sistema hidrográfico do Vouga é delimitado, a norte, pelo conjunto orográfico formado pela Serra do Arestal (860 m), Serra da Freita (1 119 m) e Serra da Arada (1 071 m); a sul, pela Serra das Talhadas (804 m) e Serra do Caramulo (1 075 m).

No relevo desta região é frequente encontrar superfícies aplanadas nos topos das elevações e em patamares escalonados nas vertentes, com dimensões variadas e a altitudes diversas. Os níveis aplanados mais amplos dos topos representam antigas superfícies de erosão, que estão a ser desmanteladas lentamente pela ação fluvial e pela dinâmica das vertentes (FERREIRA, 1978). Os patamares escalonados que se desenvolvem nos vales, denominados rechãs, são testemunhos de etapas de estabilidade no processo de incisão fluvial, i.e., longos períodos de tempo em que o sistema fluvial diminuiu o processo de encaixe e criou condições para o alargamento lateral do vale, dando origem às referidas rechãs.

Os três sítios intervencionados implantam-se, assim, em pequenos patamares ou rechãs com áreas inferiores a 50 000 m², que ladeiam os leitos atuais dos rios Vouga e Teixeira, este último afluente do primeiro. Nos locais estudados, os vales destes rios, de uma forma geral, configuram um vale em V apertado, com vertentes de inclinação acentuada e desníveis altimétricos na ordem da centena de metros. Em determinados trechos, o Vouga e o Teixeira apresentam um traçado meandrizado, que favoreceu o desenvolvimento de pequenas rechãs na margem convexa dos meandros, possibilitando a acumulação de materiais por si transportados e a consequente formação de terraços fluviais, ora com sedimentos, ora apenas de rocha. No sopé das encostas formadas por estes terraços criaram-se também condições para a acumulação de materiais de vertente.

A região estudada recebe anualmente uma precipitação total abundante, em média, ca. de 1 000 mm no fundo do vale do Vouga e ca. 2 000 mm no cimo das serras mais próximas (DAVEAU, 1978), fator que contribui decisivamente para o desenvolvimento e alimentação de uma rede hidrográfica densa e perene.

O rio Vouga tem um comprimento de 148 km e a sua bacia hidrográfica abrange uma área de 3 635 km². O seu afluente Teixeira, com 13,2 km de comprimento tem uma sub-bacia de 72,7 km². Na estação hidrométrica de Ponte de Vouzela (Figura 1B), localizada 30 km a montante do sítio do Rodo, para o período compreendido entre os anos hidrológicos de 1960/61 e 2000/2001, o rio Vouga apresentou um caudal médio anual de 15 m³/s. No entanto, tal como todos os rios portugueses, o seu regime anual é muito irregular, possuindo caudais de estiagem muito fracos e caudais que em regime de cheia podem chegar aos 333 m³/s (RODRIGUES, 2009).

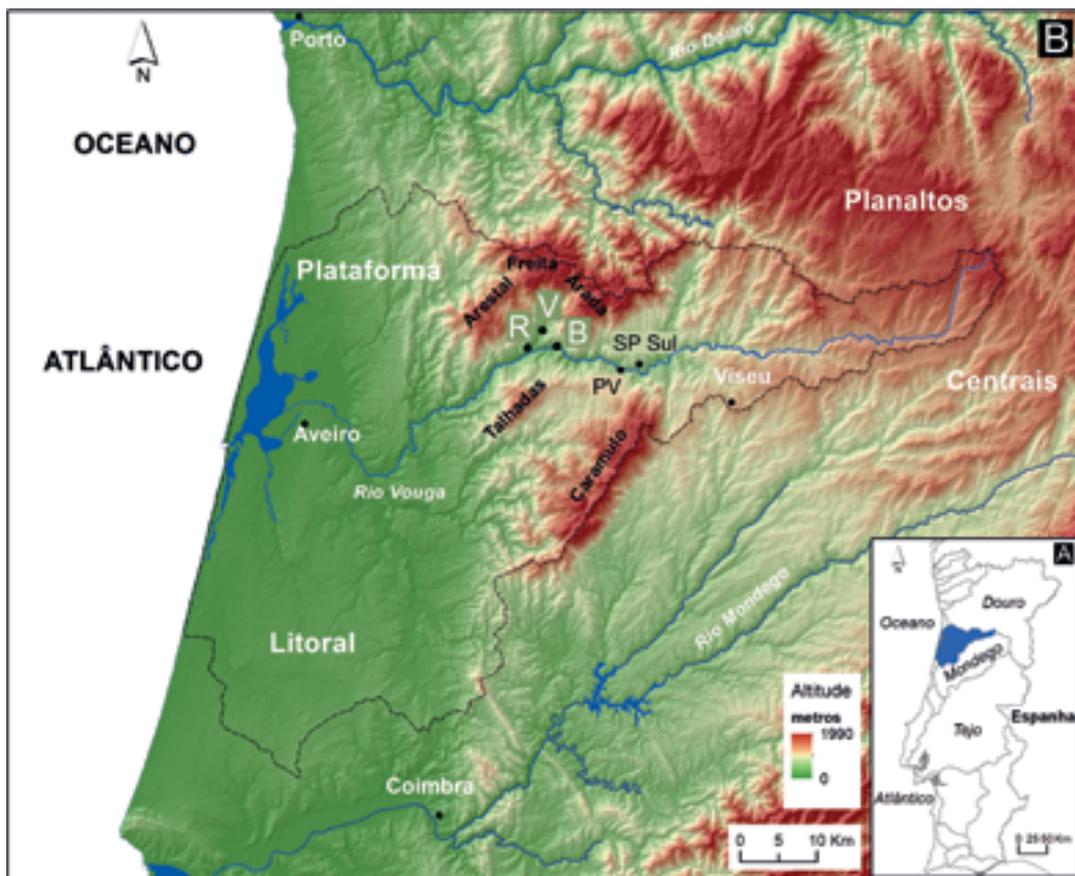


Figura 1 – Bacia hidrográfica do rio Vouga: a) localização da bacia hidrográfica do Vouga em Portugal Continental; b) orografia da bacia hidrográfica do Vouga; R – Rodo, V – Vau, B – Bispeira, SP Sul – S. Pedro do Sul, PV – Ponte de Vouzela.

O perfil longitudinal do Vouga é muito irregular da nascente à foz (Figura 2). No setor do Rodo estabelece-se um abrandamento da incisão vertical marcado pelo nível quase horizontal do perfil. Tal situação favorece a deposição de sedimentos nas margens e a formação de terraços fluviais, o que também se repete um pouco a montante, em São Pedro do Sul. No entanto, pela observação da figura 2 (perfis transversais), verifica-se que o vale é estreito e apertado neste trecho, facto que limita a formação de planícies aluviais amplas, o que confere aos sítios do Rodo e do Vau uma certa singularidade na região.

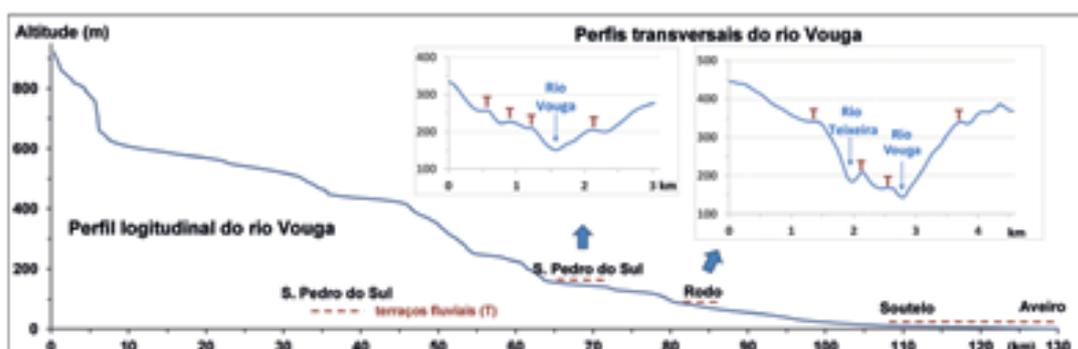


Figura 2 – Perfil longitudinal do rio Vouga e perfis transversais ilustrativos do vale nas áreas de S. Pedro do Sul e do Rodo, onde se destacam os vários níveis de terraço fluvial.

Geologicamente, as rochas da região estudada pertencem ao maciço antigo e fazem parte da denominada Zona Centro Ibérica (ZCI), a qual se caracteriza pela existência de um soco composto por rochas metamórficas e graníticas de idade paleozóica (541-252 milhões de anos).

Os sítios intervencionados arqueologicamente caracterizam-se por alguma monotonia litológica, conferida pelo predomínio de um substrato de granito de duas micas (γ^1a) de idade Varisca (320-310 Ma) (Figura 3). Em áreas muito localizadas, nomeadamente perto do sítio do Vau, existe um substrato xistento do Câmbrico, composto por filitos, metagrauvaques, metaquartzograuvaques, metaconglomerados e xistos (NP^f). É neste conjunto xistento que se intercalam filões anfibolíticos que originam clastos de textura muito fina compostos por rocha não alterada, que se encontram no leito dos rios da área.

Em todo o substrato da região surgem filões de quartzo, mineral que ocorre frequentemente entre os clastos rolados das aluviões. Durante os reconhecimentos de campo no rio Teixeira foi possível identificar clastos de dimensões variadas (máximo de 40 cm de eixo maior) de quartzo, na sua variedade de opala.

Os sedimentos mais recentes de idade quaternária (2,58 Ma – atualidade) constituem as aluviões dos rios, os depósitos areno-conglomeráticos dos terraços fluviais acima da planície de inundação e as formações superficiais que recobrem as vertentes da região, quer na forma de alterito de fraca espessura, quer de depósitos coluvionares associados a movimentos de massa ao longo das encostas.

Os depósitos identificados no Rodo, Vau e Bispeira 8 assentam no substrato de granito de duas micas de grão médio (γ^1m), pertencente ao grupo dos granitos variscos de duas micas da Zona Centro Ibérica. Tais granitos, juntamente com os granitos de duas micas de grão fino (γ^1f) e de grão grosso (γ^1g), encontram-se assinalados na Carta Geológica 1:50 000 13D de Oliveira de Azeméis (PEREIRA *et al.*, 2007).

A cerca de 50 km para ocidente, a litologia é mais diversificada (Figura 3) em função dos territórios da Orla Mesocenozóica (252-66 Ma), do substrato Proterozóico e Paleozóico da Zona Ossa Morena (ZOM) e, também, devido às litologias mais variadas da ZCI, como é o caso dos quartzitos. Nos primeiros territórios dominam as rochas sedimentares do tipo calcário, conglomerados, areias, arenitos e argilas, verificando-se, igualmente, a existência de pequenos afloramentos dispersos de sílex. Nos territórios da ZOM dominam as rochas metamórficas de alto a baixo grau de metamorfismo, como os filitos, metagrauvaques, xistos e gnaisses, assim como importantes filões de quartzo e minerais objeto de exploração mineira, como é o caso do chumbo.

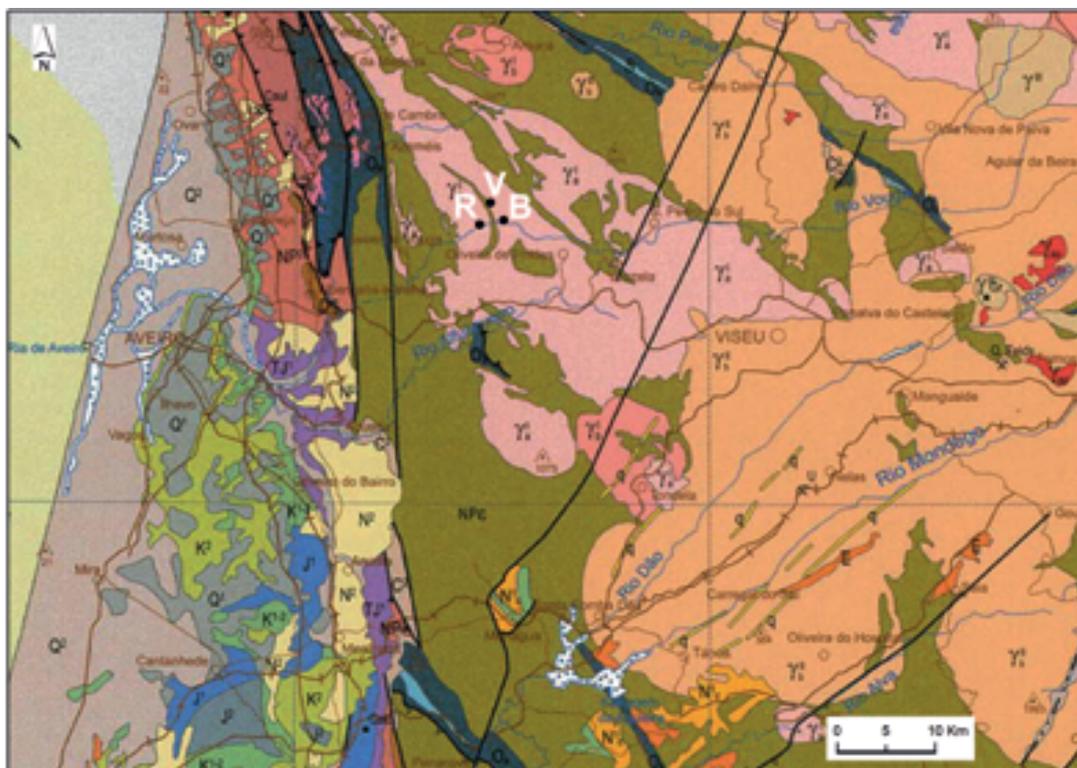


Figura 3 – Geologia da área da bacia hidrográfica do rio Vouga: Q² – areias, cascalheiras, siltes e argilas (Holocénico); Q¹ – conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos (Pleistocénico); N² – areias, conglomerados e siltitos (Pliocénico); N^{1c} – arenitos, argilitos, conglomerados e calcários (Miocénico); E – conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos (Paleogénico); K² – arenitos, argilitos (Cretácico Superior); K¹⁻² – calcários, arenitos, margas e dolomitos (Cretácico Inferior); J² – calcários, margas e dolomitos (Jurássico Médio); J¹ – calcários, margas e dolomitos (Jurássico Inferior); T¹ – arenitos, argilitos e evaporitos com intercalações carbonatadas (Triássico Superior); C² – conglomerados, arenitos, argilitos e carvão (Carbónico Superior); D¹ – filitos, quartzitos e metacalcários (Devónico – ZCI); O¹ – quartzitos (Ordovícico – ZCI); NP^f – filitos, metagrauvaques, metaquartzogruvaques, metaconglomerados, metacalcários e xistos (Câmbrico – ZCI); NP² – filitos, metagrauvaques, metaconglomerados e xistos (NeoProterozoico – ZOM); v^{1a} e v^{2a} – granitos de duas micas; v^{1b} – granitos biotíticos com plagioclase cálcica; q – filão de quartzo (Carta Geológica de Portugal, esc. 1/1 000 000, 2010). Sítios: B – Bispeira, R – Rodo, V – Vau.

2. Metodologia

Os dados que seguidamente se apresentam resultam, no essencial, de observações e de registos de campo efetuados no decurso dos trabalhos de escavação levados a cabo nos sítios do Rodo, Vau e Bispeira 8.

Com o objetivo de compreender os mecanismos que estiveram na base da formação dos sítios arqueológicos e os processos pós-deposicionais que os afetaram e, ainda, com o intuito de contribuir para a reconstituição da evolução do território, recorreu-se, numa lógica de interdisciplinaridade, a técnicas da geomorfologia, da geologia, da sedimentologia, da estratigrafia, da pedologia e da arqueologia (ANGELUCCI, 2003). Em particular, tiveram-se em conta as formas de relevo, os agentes morfogenéticos a elas associados, bem como os depósitos que as cobriam. O registo de campo dos depósitos incluiu descrições diversas, elaboração de colunas litoestratigráficas, observação das arquiteturas sedimentares e análise dos respetivos processos genéticos.

No que diz respeito aos documentos cartográficos, usou-se uma diversidade apreciável de fontes: cartografia militar à escala 1/25 000 (folha 165 da Carta Militar de Portugal, IGEOE), cartografia geológica à escala 1/50 000 (folha 13D) e à escala 1/1 000 000, relativas à Carta Geológica de Portugal, edição de 2007; e fotografia aérea à escala 1/25 000 (FAP, voo de 1974). Usaram-se também imagens captadas por drone do tipo *Quadcopter*, com peso total de 2,5 kg, equipado com uma câmara Canon Powershot SX260 (12 Mp) com GPS integrado. As imagens foram produzidas durante as intervenções arqueológicas, e o respetivo mosaico e DSM foram produzidos em gabinete com o software PIX4D.

Paralelamente, e como referido, foi havendo um acompanhamento regular dos trabalhos de escavação arqueológica, e, mais recentemente, procedeu-se à recolha detalhada dos seus resultados por via dos relatórios finais.

3. Caracterização geoarqueológica do sítio do Rodo

O sítio arqueológico do Rodo, em Sever do Vouga, implanta-se numa plataforma localizada na margem direita do rio Vouga, ocupando o setor convexo de um meandro (Figura 4). Ligeiramente inclinada no sentido do rio, esta plataforma corresponde também à vertente sul de um cerro granítico, que integra um conjunto de elevações igualmente graníticas, que se desenvolvem nesta área do Vouga. Parte da curva do meandro contorna o referido cerro antes de delimitar o rebordo da plataforma do sítio arqueológico. A vertente este do cerro está cortada por um vale encaixado onde corre o rio Teixeira que, na sua foz, forma a praia fluvial do Rodo.



Figura 4 – Visão global dos elementos geomorfológicos principais da área do Rodo em imagem do Google Earth (2013/06/1), anterior à construção da barragem de Ribeiradio. T1 a T4 – terraços fluviais, Tr – terraço de rocha, BA – bacia alcandorada.



Figura 5 – Vistas panorâmicas do Rodo obtidas em agosto de 2015: a) vista para norte, destacando-se o ressalto topográfico entre o terraço T1 e os terraços T2/T3; em segundo plano, a bacia alcandorada; b) vista para sul a partir do topo da bacia alcandorada, destacando-se ampla rampa de fraca inclinação para o rio, onde se desenvolve a escadaria de terraços do Rodo. BA – Bacia alcandorada; Tr – Terraço de rocha; T# – Terraços fluviais.

Na plataforma do Rodo são visíveis quatro terraços fluviais escalonados (Figuras 4 e 5), que documentam a incisão do rio no decurso do Pleistocénico. Sobre eles observam-se outras coberturas sedimentares: umas de génese coluvionar, relacionadas com processos solifluxivos e com a dinâmica das vertentes, e outras decorrentes de episódios de inundação promovidos por cheias do rio Vouga, predominando no sector mais a SW, ou seja, na margem convexa do meandro.

A esmagadora maioria dos vestígios arqueológicos, que se dispersam pela quase totalidade da superfície definida pelo terraço T3, foi identificada nos depósitos de vertente. Na parte superior dos terraços fluviais mais elevados (T3 e T4) surgiram alguns macro-utensílios de pedra lascada, aparentemente sem qualquer relação cronológico-cultural com os vestígios detetados nas coluviões. Trata-se, portanto, de material arqueológico significativamente mais antigo (paleolítico inferior ou médio?), para o qual não é possível estabelecer uma cronologia segura.

As sondagens mecânicas realizadas no sítio arqueológico permitiram verificar que o substrato granítico foi erodido pelo rio Vouga a várias altitudes, sucessivamente mais baixas, dada a existência de paleocanais, desníveis acentuados no leito rochoso, rebordos erosivos e porções de leito rochoso polido. As sondagens possibilitaram também a observação de terraços fluviais embutidos, de imbricações entre diferentes níveis de terraço e da respetiva arquitetura sedimentar, destacando-se a alternância entre níveis com clastos muito rolados, de dimensões e litologias variadas e níveis mais arenosos de granulometrias diferenciadas.

3.1. Os terraços fluviais pleistocénicos

No Rodo existem quatro terraços fluviais escalonados: o que se designou T1, a cerca de 5-8 m acima do leito atual (a.l.a.) do Vouga, que não foi alvo de intervenções arqueológicas; o nível T2, a cerca de 9-12 m a.l.a., que também não foi intervencionado arqueologicamente; o nível T3, a cerca de 12-18 m a.l.a.; e o nível T4, a cerca de 19-21 m a.l.a. (Figuras 5 e 6). Estes dois últimos terraços foram amplamente escavados e, em simultâneo, objeto de análises geoarqueológicas.

Na tentativa de aferir a idade dos terraços fluviais, procedeu-se à recolha de sedimentos no terraço T2 e no T3 a fim de serem datados por OSL (*Optical Stimulated Luminescence*).

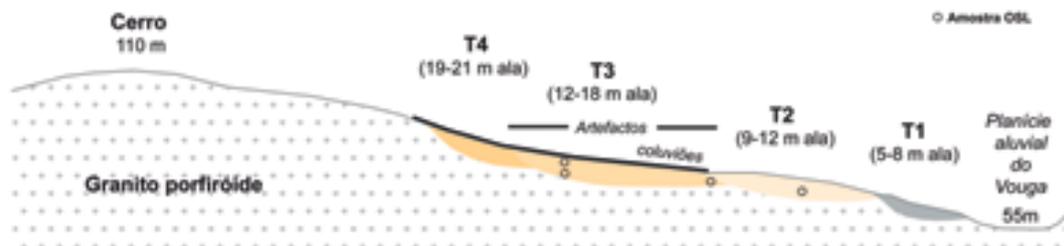


Figura 6 – Escadaria de terraços fluviais presentes na área do Rodó e coberturas coluvionares.

Terraço T1

Como se referiu, o terraço T1 (5-8 m a.l.a.) não foi objeto de estudo. Todavia, observações realizadas durante os trabalhos de campo fazem supor que se trata de um depósito menos possante que os mais elevados. A presença de grandes seixos rolados na sua superfície sugere que o terraço será constituído por um depósito areno-conglomerático e clasto-suportado. Antes da construção da barragem de Ribeiradio, o T1 era inundado periodicamente em episódios de cheia (Figura 4).

Terraço T2

O terraço T2 (9-12 m a.l.a.) desenvolve-se no extremo SW da área intervencionada. A abertura de uma extensa vala, com recurso a retroescavadora, segundo um eixo perpendicular ao Vouga, permitiu identificar um depósito com uma espessura máxima de cerca de 3 m, espessura essa que vai diminuindo em direção ao rio (Figura 7).



Figura 7 – Nível de terraço fluvial T2: a) perspetiva global da trincheira efetuada, individualizando-se o nível areno-conglomerático da base; b) detalhe dos seixos rolados presentes no terraço com litologias variadas; c) espessura do terraço T2 evidenciada pelo braço da retroescavadora, que escava cerca de 3m na vertical.

Este depósito, areno-conglomerático e clasto-suportado, exhibe pequenos paleocanais (largura <1 m e altura <70 cm) compostos por material fino micáceo e por uma matriz arenosa grosseira, de cor castanha alaranjada, que embala grandes clastos rolados, heterométricos, essencialmente de granito e quartzo (Figura 7b). No substrato granítico foi possível observar um pequeno ressalto que marca o limite entre o terraço T2 e o terraço T3 (Figura 8).



Figura 8 – Contacto entre o terraço T2 e T3. Observe-se o ressalto no leito granítico que separa os dois terraços fluviais; observe-se também os grandes clastos rolados na base dos depósitos.

Terraço T3

O terraço T3 (12-18 m a.l.a.) corresponde basicamente à plataforma onde se centrou a maior parte da intervenção arqueológica. A abertura de uma vala por meios mecânicos, que atingiu os ca. 4 m de profundidade, permitiu identificar um depósito basal clasto-suportado, com uma espessura de aproximadamente 1 m, constituído essencialmente por areia grosseira e seixos rolados heterométricos de granito, quartzo e quartzito, que assenta no substrato granítico muito alterado. Sobre o nível clástico desenvolve-se um depósito areno-siltoso alaranjado (mais fino para o topo), maciço, que atinge os 3 m de espessura.

A vala permitiu verificar também a existência de um ressalto no substrato granítico, que estabelece o limite entre este terraço fluvial e o terraço T4 (Figura 9).



Figura 9 – Terminus do nível de terraço T3: a) detalhe da rampa no substrato que assinala a passagem do T3 para o T4; b) detalhe da separação entre os terraços T3 e T4 marcado pelo ressalto no leito granítico.

Terraço T4

O terraço T4 (19-21 m a.l.a.) situa-se no extremo norte do meandro, ocupando o sopé do cerro granítico. Trata-se de um depósito clasto-suportado, com uma espessura máxima de 2 m, composto por calhaus rolados, heterométricos, de granito, xisto, quartzo e quartzito, coberto por um outro depósito areno-siltoso de cor alaranjada, muito compacto. Neste depósito do topo é possível observar uma alternância entre canais arenosos e canais mais conglomeráticos, o que demonstra um regime de caudal sazonal muito variável.

À medida que se avança em direção ao cerro granítico, o depósito tende a residualizar-se, resumindo-se a uma fina camada de seixos que assenta sobre o substrato granítico muito alterado (Figura 10). Esta residualização deveu-se a processos erosivos de vertente que ravinaram o depósito fluvial.

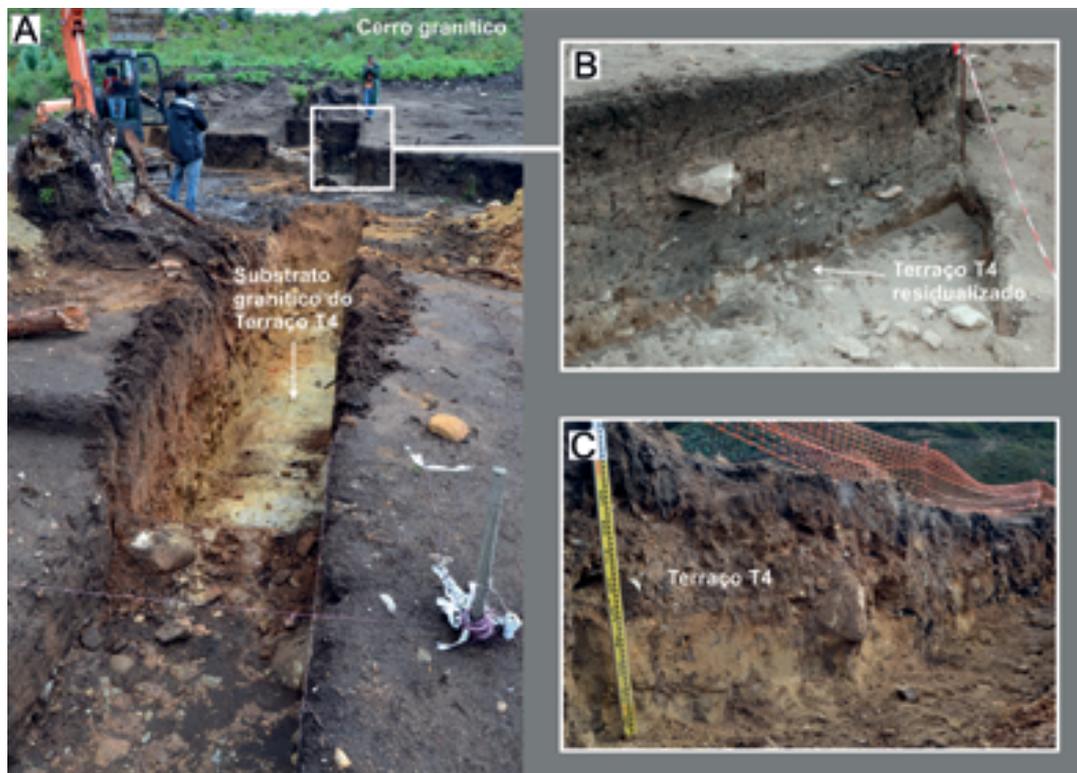


Figura 10 – Terraço fluvial T4: a) detalhe da base granítica do terraço T4, próximo do ressalto para o terraço T3; b) depósito do terraço T4 muito residual devido aos processos erosivos da vertente; c) depósito do terraço T4. Observe-se os canais mais conglomeráticos no topo do terraço, reveladores de fluxos mais energéticos.

3.2. Depósitos finos de inundaçã

Sobre o nível clástico do terraço T3, próximo do T2, observou-se um outro depósito areno-siltoso, maciço, de cor alaranjada muito bem calibrado, que corresponde a finos de inundaçã (Figura 11). A sua posição estratigráfica sugere que o leito do rio Vouga se encontrava, necessariamente, a uma cota inferior à do terraço T3, localizando-se, possivelmente, no terraço T2 ou mesmo no terraço T1.

Esta camada está coberta pelos depósitos coluvionares alimentados pela bacia alcandorada (*vide infra*), particularmente pelas fácies menos grosseiras do *debris flow* (fluxo de detritos).

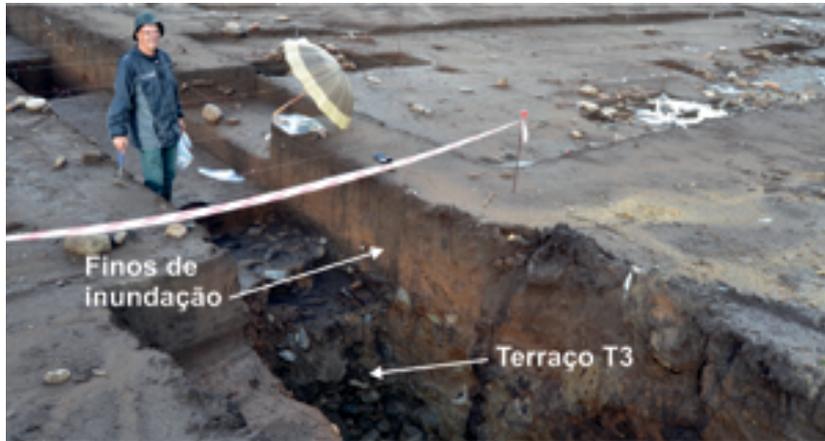


Figura 11 – Finos de inundação que assentam no topo do terraço T3. Na lenticula de areia fina argilosa, de cor avermelhada, colheu-se uma amostra para datação por OSL.

3.3. Depósitos coluvionares

Para além dos terraços fluviais e dos depósitos de inundação, identificaram-se, no Rodo, depósitos de origem coluvionar. Do ponto de vista estratigráfico, estes depósitos cobrem, e nalguns casos ravinam, as formações fluviais, sendo, por isso, mais recentes. A presença destas coluviões relaciona-se, desde logo, com o facto da plataforma do Rodo apresentar uma certa inclinação para W, isto é, em direção ao rio, o que favorece a escorrência de sedimentos por ação da gravidade. Relaciona-se também com a existência de uma pequena bacia no topo da elevação que se desenvolve do lado norte da plataforma, a 110 m de altitude, onde, no passado, se acumulava água sobre a forma de neve e tinham origem pequenos fluxos. Deste modo, em ambientes de tipo periglacial – marcados pela alternância entre fases muito frias e secas e períodos de degelo – reuniam-se as condições necessárias para a ocorrência de processos de solifluxão, ou seja, o deslizamento lento das camadas superiores do solo, saturadas em água, sobre níveis impermeáveis ou cuja água se encontrava congelada. Durante os degelos primaveris podiam ocorrer também deslizamentos mais energéticos, torrenciais, que provocavam o deslocamento de significativos volumes de sedimentos pela encosta (Figura 12).

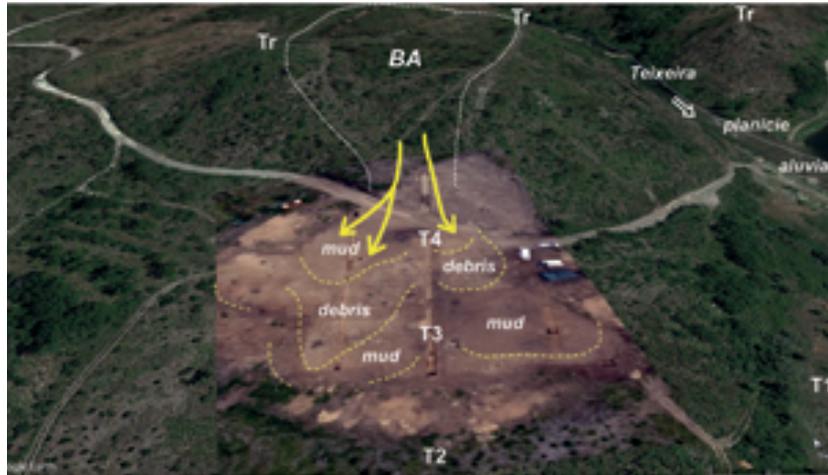


Figura 12 – Esquema explicativo dos processos de escorrência de água e de sedimentos a partir da bacia alcandorada, no sentido da plataforma do Rodo, definida pelos terraços T3 e T4. Esta bacia terá, ao longo do tempo, controlado os processos de coluvionamento locais, dando origem a múltiplos fluxos de detritos e de lama (debris flow e mud flow), mais ou menos canalizados, que se foram ravinando e recobrindo. Estes fluxos foram responsáveis pela colmatação e/ou remobilização dos vestígios arqueológicos identificados no Rodo. BA – Bacia alcandorada; T# – Terraços fluviais; Tr – Terraço de rocha.

No Rodo, os processos de coluvionamento terão ocorrido ciclicamente ao longo do Pleistocénico, até aos inícios do Holocénico (processos policíclicos). No entanto, as observações no terreno permitiram identificar, fundamentalmente, duas fases principais de formação de coluviões, ao que tudo indica afastadas no tempo.

A fase de coluvionamento mais antiga afetou os terraços fluviais T3 e T4, sendo neles visíveis claros vestígios de solifluxão e de crioturbação – seixos verticalizados, ausência de estruturas sedimentares, presença de uma matriz muito fina, entre outros (Figura 13).



Figura 13 – Coluvião sobre o terraço T3 do Rodo. De génese solifluxiva, esta coluvião afetou os níveis cascalhentos superiores dos terraços fluviais do T3 e T4. Os seixos verticalizados indiciam o movimento lento do solo sobre a plataforma inclinada no sentido do rio, e, também, crioturbação.

Esta fase não está datada por métodos de datação absoluta. Contudo, se se tiver em conta a posição estratigráfica destas coluviões e as datações pelo Carbono 14 (^{14}C) obtidas para os depósitos de vertente que as recobrem (*vide infra*), ela terá ocorrido durante o Pleistocénico, muito possivelmente em etapas frias, sendo anterior às ocupações humanas do Rodo, atribuídas aos finais da última glaciação (*vide* Capítulos 3.5 e 3.8).

A fase de coluvionamento mais recente encontra-se documentada por depósitos de vertente, mais ou menos canalizados, que resultaram da erosão da encosta do já referido cerro do Rodo e da remobilização de sedimentos dos terraços fluviais e das coluviões preexistentes. Geraram-se assim depósitos de tipo *debris flow* (fluxo de detritos), constituídos fundamentalmente por fragmentos de granito angulosos (em parte produzidos por fenómenos de gelifração) e alguns seixos rolados, bem como depósitos de tipo *mud flow* (fluxo de lama), constituídos por areias e siltes que, em regra, recobrem os *debris flow* (Figuras 14 e 15). Estes depósitos estendem-se desde o terraço T4 até ao limite SW do terraço T3, revelando uma seleção granulométrica dos sedimentos – dos mais grosseiros, na área mais próxima do cerro granítico, para os mais finos, na área mais afastada, ou seja, em direção ao rio. Esta seleção prende-se com a diminuição da energia dos fluxos à medida que estes se afastam da bacia alcandorada, devido à redução do declive da superfície do terraço sobre a qual deslizam (Figura 16).

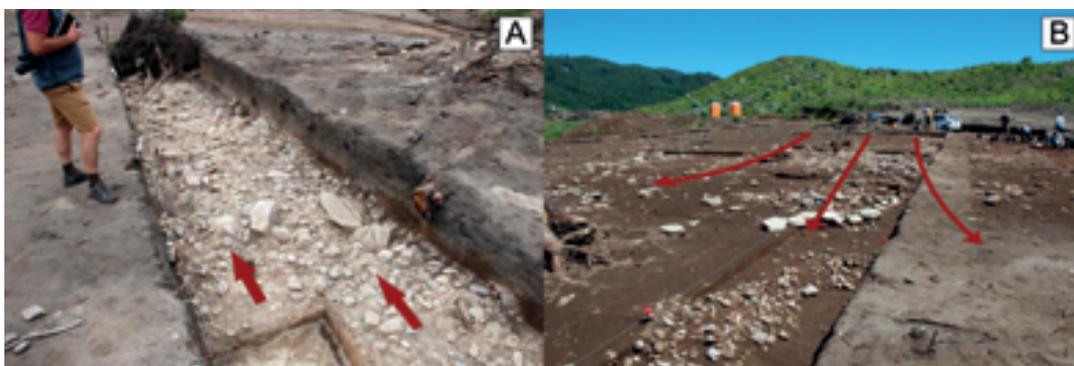


Figura 14 – Depósitos de vertente do Rodo: a) depósito de tipo debris flow constituído por fragmentos angulosos de granito; b) debris flow e mud flow, estes últimos constituídos por areias e siltes. As setas indicam a direção dos fluxos de sedimentos a partir da bacia localizada no topo da elevação, visível na figura b.



Figura 15 – Posição dos depósitos de vertente na plataforma do Rodo. Sobre o terraço T3 podem observar-se: FI – fins de inundação; DS – depósito solifluxivo; DF – lóbulo correspondente a um debris flow constituído pela alternância de fácies grosseiras e fácies finas.

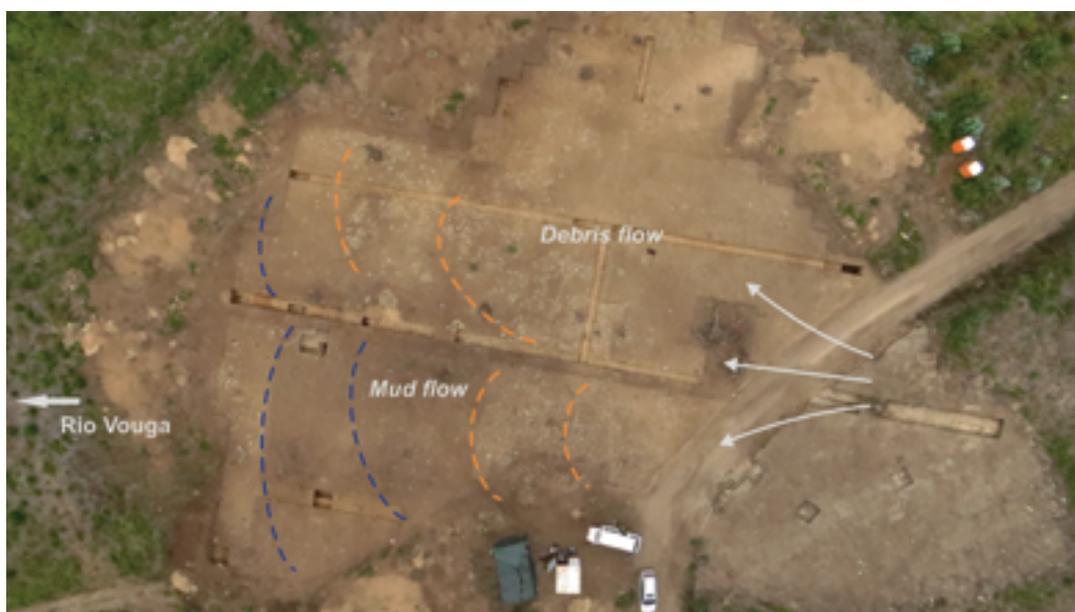


Figura 16 – Grano-seleção dos elementos que integram o debris flow. As linhas azuis representam as frentes de avanço do material fino, as linhas laranja, as frentes de avanço dos materiais mais grosseiros. Estes últimos tendem a concentrar-se em áreas mais próximas do sopé do cerro do Rodó. Imagem aérea obtida por drone.

No que diz respeito à cronologia destes depósitos, importa ter em conta o seguinte. No terraço T4, sobre um nível coluvionar antigo, foi identificado um outro depósito que conserva um paleossolo orgânico (*vide* Capítulo 2.2 e 3.5), cujo topo foi truncado pelo *debris flow*. Uma vez que as datações pelo ^{14}C obtidas para a parte superior do paleossolo rodam os 13200/ 12200 anos BP (Beta-412848: 11350±40 BP; 13284-13100 cal BP 2 σ / 11335-11151 cal AC 2 σ ; Beta-412847: 10300±40 BP; 12380-11844 cal BP 2 σ / 10431-9895 cal AC 2 σ ¹), é possível relacionar esta fase de coluvionamento com o *Dryas III* – um evento frio e erosivo que marca a transição entre o Pleistocénico e o Holocénico, com uma duração de cerca de mil anos – de ca. 12600 cal BP a ca. 11700 cal BP/ ca. 10600 cal AC a ca. 9700 cal AC (e.g. CARLSON 2013) (Figura 17).

(1) As datações apresentadas neste texto foram calibradas com o *CALIB Radiocarbon Calibration Program* (STUIVER e REIMER 1993), utilizando-se a curva de calibração IntCal13 (REIMER *et al.* 2013).

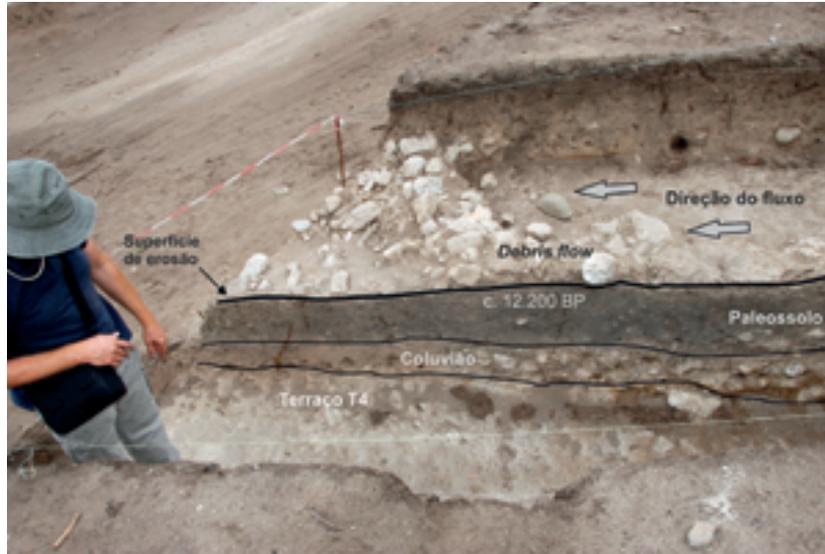


Figura 17 – Sequência estratigráfica dos depósitos que assentam sobre o terraço T4, no setor onde este se encontra mais residualizado. Observe-se o truncamento erosivo do paleossolo pelo depósito do tipo debris flow (“superfície de erosão”), possivelmente ocorrido durante o Dryas III. Na plataforma definida pelo terraço T3 (que se desenvolve para a esquerda da foto), o debris flow embala os vestígios arqueológicos atribuídos ao Paleolítico Superior.

Os vestígios das ocupações humanas identificados no Rodo, atribuídos aos finais do Paleolítico Superior, associam-se a estes depósitos, estando em consonância com a cronologia das formações sedimentares de que fazem parte. De facto, as características tecno-tipológicas de uma expressiva coleção de artefactos líticos permitiram enquadrá-los na transição entre o Pleistocénico e o Holocénico (*vide* Capítulo 3.5, 3.6 e 3.8).

Quanto às datações ^{14}C obtidas para este pacote sedimentar (Tabela 1), verifica-se que apenas uma – com um contexto arqueológico pouco claro (*vide* Capítulo 3.5 e 3.8) – remete para os finais do Pleistocénico Superior (17C/0829: 13050 ± 40 BP; 15831-15383 cal BP 2σ / 13882-13434 cal AC 2σ). As restantes poderão documentar ocupações humanas pós-paleolíticas (*vide* Capítulo 3.5, 3.6 e 3.8) ocorridas no local ou, então, perturbações estratigráficas relacionadas com coluvionamentos, bioturbação, antropização, entre outros.

UE/Estrut.	Amostra	Ref. ^a	Mat. datado	¹⁴ C Conv.	Cal. AC/AD 2σ	Cal. BP 2σ
UE 100 Estrut. 1	RO1	17C/0822	Leguminosae	3150±40 BP	1504-1373 (84%) 1356-1302 (16%)	3453-3322 (84%) 3305-3251 (16%)
UE 102 Estrut. 1	RO2	17C/0823	<i>Erica australis/ arborea</i>	2550±40 BP	806-728 (46%) 714-710 (0, 1%) 693-657 (13%) 654-542 (40%)	2755-2677 (45%) 2663-2659 (0,5%) 2642-2606 (13%) 2603-2491 (41%)
UE 6 NA1 Estrut. 1	RO3	17C/0824	Leguminosae	9050±40 BP	8303-8228 (100%)	10252-10177 (100%)
UE6 NA2 Estrut. 1	RO4	17C/0825	Leguminosae	9360±40 BP	8747-8545 (99%) 8503-8493 (1%)	10696-10494 (98%) 10452-10442 (2%)
UE 6 NA3 Estrut. 1	RO5	17C/0826	Leguminosae	3630±40 BP	2133-2081 (15%) 2060-1892 (85%)	4082-4030 (15%) 4009-3841 (85%)
UE 2501 Estrut. 25	RO6	17C/0827	<i>Erica australis/ arborea</i>	1050±40 BP	892-1035 (100%) AD	1058-915 (100%)
UE 2503 Estrut. 25	RO7	17C/0828	Leguminosae	5960±40 BP	4941-4762 (94%) 4760-4729 (6%)	6890-6711 (94%) 6709-6678 (6%)
UE6 NA1 Estrut. 25	RO8	17C/0829	Leguminosae	13050±40 BP	13882-13434 (100%)	15831-15383 (100%)
UE 2101 Estrut. 21	RO9	17C/0830	Leguminosae	7770±40 BP	6677-6668 (2%) 6661-6496 (98%)	8626-8617 (2%) 8610-8445 (98%)
UE 2201 Estrut. 22	RO10	17C/0831	<i>Erica australis/ arborea</i>	1280±30 BP	664-773 (100%) AD	1286-1177 (100%)
UE 2401 Estrut. 24	RO11	17C/0832	<i>Erica australis/ arborea</i>	50±40 BP	Invalid age	Invalid age
UE 2701 Estrut. 27	RO12	17C/0832	<i>Erica australis/ arborea</i>	1260±40 BP	667-779 (78%) AD 788-873 (22%) AD	1283-1171 (78%) 1162-1077 (22%)
UE6 NA1 Estrut. 27	RO13	17C/0833	Leguminosae	2480±40 BP	775-472 (96%) 465-449 (3%) 446-430 (1%)	2724-2421 (96%) 2414-2398 (2%) 2395-2379 (2%)
UE6 NA2 Estrut. 27	RO14	17C/0834	Leguminosae	2330±40 BP	535-528 (1%) 520-355 (91%) 288-233 (8%)	2484-2477 (1%) 2469-2304 (91%) 2237-2182 (8%)
UE 64 Estrut. 27	RO15	17C/0835	Leguminosae	2500±40 BP	793-485 (100%)	2742-2434 (100%)

Tabela 1 – Datações ¹⁴C obtidas para estruturas associadas aos depósitos coluvionares do Rodó.

3.4. Síntese

Ao que tudo indica, durante o Pleistocénico médio (781 Ky – 126 Ky, COHEN *et al.*, 2018), o rio Vouga corria a uma cota superior à atual, num leito que, na área do Rodo, seria relativamente encaixado. A margem esquerda encontrava-se delimitada por uma escarpa, que ao longo do tempo se foi aprofundando; na margem direita, que corresponde ao lado convexo do meandro, começava a desenvolver-se a escadaria que hoje apresenta, pelo menos, quatro terraços fluviais. Como se disse, estes terraços documentam o encaixe do rio ao longo de centenas de milhares de anos.

Também durante o Pleistocénico, numa fase em que o Vouga estava já a uma cota inferior à do terraço T3, mas ainda distante do seu leito atual, ocorreram cheias importantes que deram origem aos depósitos aluvionares finos identificados no rebordo W deste terraço. Uma vez que o vale do Vouga sofre um certo estrangulamento a jusante do Rodo, é provável que as alturas destas cheias atingissem cotas significativamente elevadas a montante, particularmente em trechos de vale mais largo como acontece na área da estação arqueológica. A confluência do rio Teixeira neste local contribuiria também para intensificar esse efeito.

Num outro momento – não datado em termos absolutos – ocorreram, em ambiente frio e seco, processos de coluvionamento que afetaram os níveis superiores dos depósitos fluviais. Tais níveis terão sido remobilizados ciclicamente, dando origem a acumulações de areias e de calhaus rolados sem qualquer organização sedimentar. Os seixos rolados verticalizados que se observaram nas coluviões indiciam perturbações provocadas pelo gelo (crioturbação), o que remete para condições ambientais de tipo periglacial.

Após um hiato temporal, para o qual não se dispõe de informação (nem sedimentar, nem arqueológica), formou-se no Rodo, entre ca. 20 000 e ca. 12 000 cal BP/ ca. 18 500 cal AC e ca. 10 000 cal AC, um solo orgânico que afetou um depósito constituído por sedimentos finos. O estudo polínico deste solo mostrou que, à época, existia na área da estação arqueológica uma cobertura vegetal própria de ambientes frios, composta essencialmente por gramíneas e herbáceas, havendo também uma floresta descontínua de pinheiros (nomeadamente, *Pinus sylvestris*) e carvalhos, e uma charneca pouco expressiva, com tojos, estevas e urzes (*vide* Capítulo 2.2).

Em torno de 12 000 cal BP/ 10 000 cal AC ter-se-ão feito sentir, localmente, os efeitos do evento frio de escala global conhecido por *Dryas III* (ca. 12 600 a ca. 11 700 cal BP/ ca. 10 600 a ca. 9 700 cal BP) (e.g. CARLSON 2013). Como consequência deste evento terá havido uma importante diminuição da temperatura, assistindo-se igualmente à retração da cobertura arbórea e ao aumento dos processos erosivos relacionados ora com o congelamento do solo, ora com o degelo, i.e., condições de tipo periglacial. No Rodo, os processos erosivos parecem ter sido responsáveis pelo truncamento do solo orgânico que anteriormente cobria o local, e pela formação de depósitos de vertente, constituídos

essencialmente por detritos grosseiros, nomeadamente fragmentos angulosos de granito, que deslizavam desde os locais de cota mais elevada até à plataforma definida pelos terraços fluviais, entretanto nivelados pelas coluviões mais antigas. Uma vez que uma parte significativa dos vestígios arqueológicos atribuídos ao Paleolítico Superior se associa a estes depósitos de vertente, pode colocar-se a hipótese da presença humana daquele período coincidir genericamente com o *Dryas III*, o que, aliás, é corroborado pelas características tecno-tipológicas de alguns conjuntos artefactuais. Este enquadramento cronológico deve, no entanto, ser assumido com alguma precaução pelo facto de se estar a lidar com evidências arqueológicas perturbadas, ou mesmo remobilizadas, devido aos mecanismos da sedimentogénese local. Assim, importará ressaltar que os vestígios identificados nos depósitos de vertente poderão, na verdade, remeter para âmbitos cronológicos mais alargados do que o acima avançado.

Por último, é de mencionar que a obtenção de datações absolutas holocénicas para algumas estruturas pétreas identificadas no Rodo, a par da ocorrência de artefactos líticos sem grande especificidade tipológica, permite levantar a hipótese da existência, nesta estação arqueológica, de ocupações humanas conectáveis com a Pré-história pós-paleolítica (Figura 18).



Figura 18 – Representação esquemática da morfogénese do Rodo, com indicação da posição estratigráfica das ocupações humanas.

4. Caracterização geoarqueológica do sítio do Vau

O sítio arqueológico do Vau, concelho de Oliveira de Frades, implanta-se no setor convexo de um meandro da margem esquerda do rio Teixeira, na área da antiga praia fluvial do Vau (Figura 19). Nesta área, o vale do rio Teixeira, quase sempre muito encaixado, tende a alargar ligeiramente, observando-se na margem direita uma vertente abrupta, xisto-granítica, que contrasta com a escadaria de terraços fluviais da margem esquerda, esculpida no substrato granítico.

Os vestígios arqueológicos foram identificados na superfície de um destes terraços (T2, *vide infra*), associando-se quer a depósitos de origem aluvionar (finos de inundação sobre o topo do terraço), quer a depósitos relacionados com fluxos gerados nas vertentes adjacentes. Assim, podem destacar-se como principais elementos geomorfológicos responsáveis pela formação do sítio o rio Teixeira e uma pequena bacia alcandorada existente na margem esquerda, a qual drena para as plataformas onde se desenvolvem os terraços mais baixos. No que diz respeito ao rio, foi ele que formou os diversos níveis de terraços fluviais, transportou os sedimentos que os colmatam e acumulou, em certos locais, material sedimentar fino relacionado com situações de cheia. A bacia alcandorada, por sua vez, controlou os fluxos de sedimentos que, ao longo do tempo, foram deslizando pelas vertentes e cobrindo formações preexistentes a cotas mais baixas. As condições ambientais de tipo periglacial que se verificaram durante o Pleistocénico – marcadas pelo frio, por períodos de degelo e pela quase total ausência de cobertura arbórea – terão facilitado os movimentos de massa nas encostas.



Figura 19 – Visão global dos elementos geomorfológicos principais da área do Vau numa perspectiva de imagem do Google Earth (2013/06/1), anterior à construção da barragem de Ribeiradio. T# – terraços fluviais, Tr – terraço de rocha, BA – bacia alcandorada.

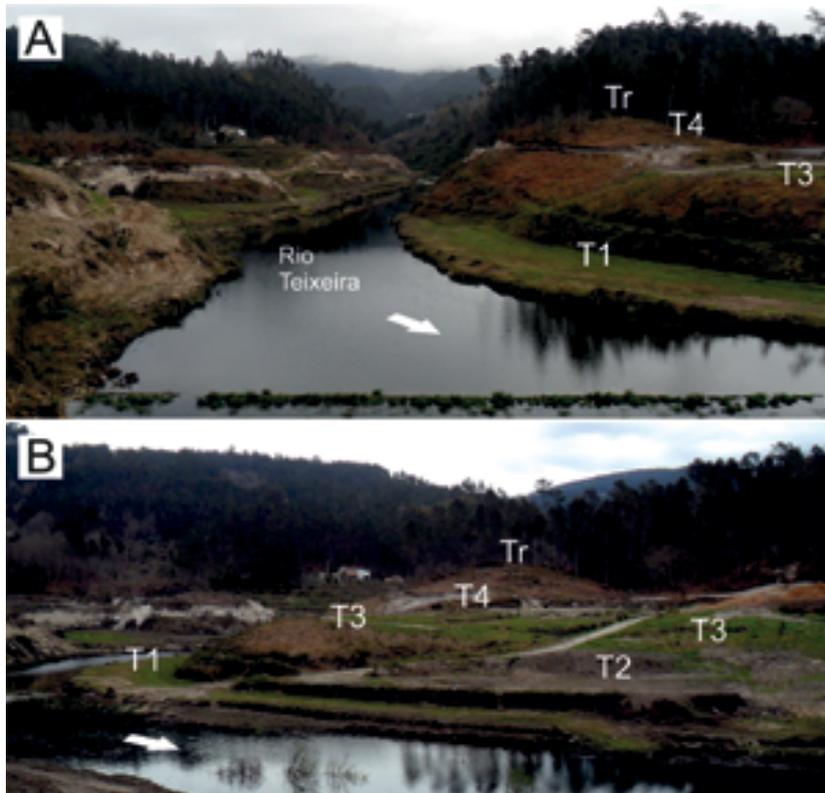


Figura 20 – Visão global dos elementos geomorfológicos principais da área do Vau: a) perspetiva dos terraços T1, T3, T4 e Tr; b) escalonamento dos terraços T1 a Tr (março de 2015).

4.1. Os terraços fluviais pleistocénicos

No sítio arqueológico do Vau identificaram-se cinco terraços fluviais escalonados, de idade pleistocénica, associados ao rio Teixeira (Figura 21). Os terraços denominados T1 (1-3 m acima do leito atual, a.l.a.), T2 (3-8 m a.l.a.), T3 (9-14 m a.l.a) e T4 (17-19 m a.l.a.) correspondem a terraços sedimentares, formados essencialmente por materiais areno-cascalhentos em que predominam os clastos rolados de granito, xisto e quartzo. Na sua base concentra-se material mais grosseiro, heterométrico, que origina depósitos clasto-suportados com blocos arredondados, sobretudo de granito e quartzo, que podem atingir 30-40 cm de eixo maior. As camadas superiores são essencialmente arenosas, muito lavadas e com aspeto de saibro, sendo nelas abundantes os grãos de quartzo e de feldspato. Estas coberturas sedimentares, com uma possança que pode atingir 2 a 3 metros de espessura, assentam num bedrock granítico são ou ligeiramente alterado. O terraço Tr (~25m a.l.a), por seu turno, corresponde a uma superfície rochosa, atualmente sem cobertura sedimentar.

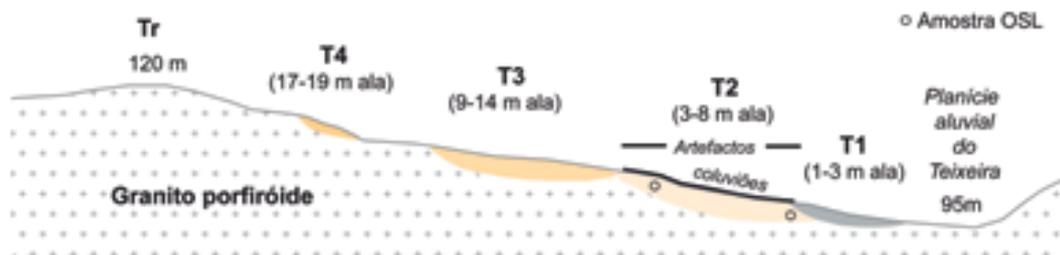


Figura 21 – Escadaria de terraços fluviais presentes na área do Vau e coberturas coluvionares.

Terraço T1

O terraço mais baixo – T1 (1-3 m a.l.a.) – encontra-se ligeiramente acima do rio (Figura 20), pelo que fazia parte do leito de inundação antes da construção da barragem de Ribeiradio. Sob cerca de 30 cm de solo humoso surge um depósito clasto-suportado, com alguma matriz areno-siltosa de coloração castanho-amarelada, que embala seixos rolados de granito de grandes dimensões (>25 cm de eixo maior).

Uma vez que não foi aqui realizada qualquer sondagem que tenha atingido o substrato rochoso, sabe-se apenas que este depósito tem pelo menos 1 m de espessura.

Terraço T2

O terraço T2 (3-8 m a.l.a.) define o patamar onde se implanta a estação arqueológica do Vau (Figura 22). Pelo que foi possível observar numa vala com orientação E-W (Sanja 2, *vide* Capítulo 2.2), aberta com recurso a meios mecânicos, este terraço é formado, na parte basal, por cascalho arredondado clasto-suportado, bem imbricado, que integra seixos rolados e sub-rolados de granito e de xisto, que podem atingir os 50 cm de dimensão máxima. Entre este material existe alguma areia grosseira de cor castanha-alaranjada. Na parte superior do depósito ocorrem sedimentos arenosos finos de cor castanha-amarelada, que embalam seixos rolados de menores dimensões (4 a 10 cm). Esta formação fluvial, com cerca de 1 m de espessura, encontra-se ravinada por um outro depósito de cor castanha escura a negra, de gênese coluvionar (*vide infra*).

O terraço T2 assenta num granito porfiróide de duas micas muito pouco alterado, no qual é visível um degrau com cerca de 2 m de altura que estabelece a separação entre este terraço e o terraço T3 (Figura 22b).



Figura 22 – Terraço T2: a) observe-se o nível superior arenoso alaranjado e os níveis basais mais grosseiros do terraço fluvial. A linha clara marca a base dos depósitos coluvionares (incluindo o depósito negro orgânico do topo da sequência do Vau) que ravinam o terraço; b) ressalto rochoso que separa os terraços T2 e T3.

Terraço T3

Como foi referido, o terraço T3 (9-14 m a.l.a.), do lado do rio, encontra-se delimitado por um ressalto rochoso que o separa do terraço T2, testemunhando o embutimento do rio Teixeira no sentido do leito atual (Figura 23). Do ponto de vista sedimentar, o terraço T3 é constituído por um depósito clasto-suportado, com cerca de 1 m de espessura, que integra seixos rolados e sub-rolados de granito e de xisto de grandes dimensões (>50 cm). Este seixos tendem a concentrar-se na base da cascalheira (Figura 23). Entre os clastos observa-se alguma areia grosseira de coloração acastanhada. Tal como sucede no terraço T2, a parte superior do T3 foi ravinada pelo depósito coluvionar de cor castanha-escuro a negra, visível no topo da sequência sedimentar.

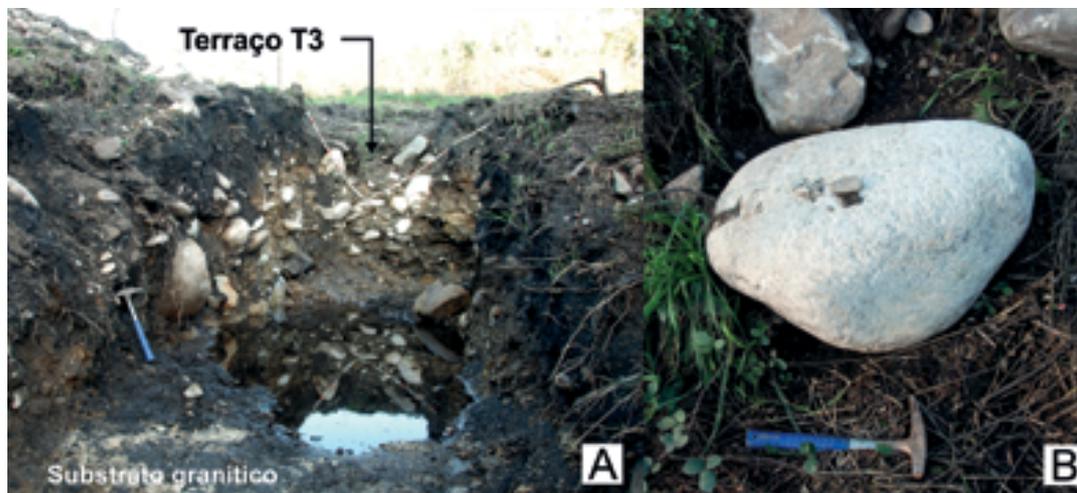


Figura 23 – Terraço T3: a) detalhe da composição grosseira do terraço junto ao ressalto que o separa do T2. Observe-se no topo da seqüência o depósito coluvionar negro que o ravina; b) exemplo de um grande seixo rolado de granito identificado na cascalheira do T3.

O terraço T3 assenta no granito porfiróide de duas micas (Figura 23a). Este substrato comporta-se como uma superfície impermeável favorável à acumulação de água e à variação do nível freático entre estações do ano.

Terraço T4

O terraço T4 (17-19 m a.l.a.) define o amplo patamar onde se implantava o parque de merendas da praia do Vau. As sondagens mecânicas efetuadas revelaram a existência de um aterro recente de regularização do terreno, que terá afetado a formação fluvial (Figura 24). Por esta razão, o depósito do terraço T4 foi observado integralmente apenas numa sondagem. Trata-se de um depósito clasto-suportado, composto essencialmente por material pouco rolado – principalmente granito, quartzo e xisto – e alguma matriz areno-siltosa com coloração castanha-alaranjada. A inexistência de figuras sedimentares e a pouca imbricação dos clastos sugere um ambiente de deposição de alta energia.



Figura 24 – Terraço T4: a) clastos graníticos de grandes dimensões provenientes da base do terraço; b) aspeto geral do depósito do T4, indicando-se o nível de aterro recente destinado à regularização do terreno.

Terraço de rocha – Tr

Acima do patamar topográfico definido pelo terraço T4, identificou-se um pequeno terraço de rocha (~25 m a.l.a) onde ainda se encontram, muito pontualmente, alguns pequenos clastos rolados dispersos, essencialmente de granito e quartzo. A superfície granítica evidencia algum polimento e ondulação relacionada com a erosão fluvial (Figura 19).

4.2. Depósitos finos de inundaçãõ

No setor norte do terraço T2, sobre um nível fluvial conglomerático, identificou-se um depósito areno-siltoso maciço, de coloraçãõ castanha-amarelada, com cerca de 1 m de espessura, que se terá formado na sequênciã de sucessivas cheias do rio Teixeira.

Na sondagem que permitiu a sua descriçãõ observaram-se, no seio do depósito, diversos níveis definidos por grandes seixos rolados, principalmente de granito, isolados ou formando aglomerados, dispostos segundo planos ligeiramente inclinados para o rio, separados entre si por camadas relativamente espessas de matriz fina (Figura 25). Tratando-se de um depósito formado em condições de sedimentaçãõ de baixa energia, coloca-se a hipòtese de estes seixos rolados corresponderem a *manuports*, que fariam parte de estruturas construídas pelo Homem, e nãõ a clastos depositados pelo rio ou resultantes de processos de coluvionamento ocorridos localmente.

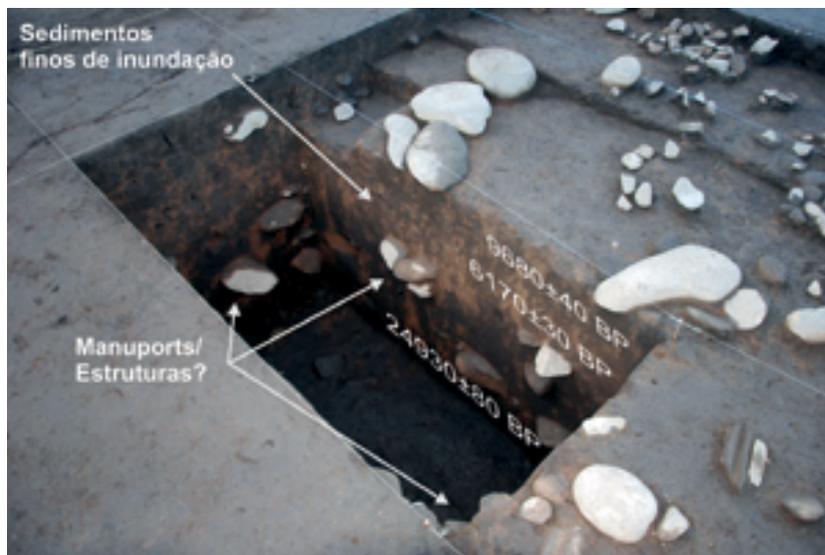


Figura 25 – Depósito areno-siltoso castanho-amarelado do setor N do terraço T2 do Vau. Este depósito embala diversos níveis de grandes seixos rolados que poderão corresponder a estruturas arqueológicas. O material lítico talhado surge em toda a sua espessura.

A presença nestes sedimentos de uma coleção de artefactos líticos talhados numericamente expressiva (cerca de 4 mil), com remontagens e com peças de reduzidíssima dimensão – artefactos estes conectáveis com o Gravettense e com o Madalenense final (*vide* Capítulos 3.2, 3.3 e 3.8) – poderá corroborar a origem antrópica dos referidos seixos rolados.

Uma datação pelo radiocarbono (Tabela 2) obtida a partir de uma amostra de carvão recolhida próximo da base desta unidade estratigráfica permite atribuir-lhe uma idade de 24930±80 anos BP (29244-28690 cal BP 2σ/ 27298-26741 cal AC 2σ).

UE/Estrut.	Amostra	Ref. ^a	Mat. datado	¹⁴ C Conv.	Cal. AC/AD 2σ	Cal. BP 2σ
UE5/ 10.º NA	Vau16	17C/0814	<i>Erica australis/ arborea</i>	24930±80 BP	27298-26741 (100%)	29244-28690 (100%)

Tabela 2 – Datação ¹⁴C obtida a partir de uma amostra de carvão recolhida junto à base do depósito fino de inundação.

Tal como sucede com os terraços fluviais acima descritos, a parte superior deste depósito aluvionar encontra-se truncada devido à erosão provocada pela escorrência de depósitos de génese coluvionar, igualmente com vestígios de ocupação humana (*vide infra*). Esta escorrência poderá justificar as datações recentes, e invertidas, obtidas para o topo do sedimento aluvionar (Tabela 3; Figura 25).

UE/Estrut.	Amostra	Ref. ^a	Mat. datado	¹⁴ C Conv.	Cal. AC/AD 2σ	Cal. BP 2σ
UE5/ 2.º NA	Vau15	17C/0813	Leguminosae	9680±40 BP	9261-9120 (76%)	11210-11069 (76%)
					9005-8917 (21%)	10954-10866 (21%)
					8897-8855 (3%)	10846-10804 (3%)
UE5/ 5.º NA	Vau9	16C/0314	<i>Arbutus unedo</i>	6170±30 BP	5216-5033 (100%)	7165-6982 (100%)

Tabela 3 – Datações ¹⁴C obtidas no topo dos depósitos finos de inundação.

4.3. Depósitos coluvionares

A ravinar os terraços fluviais T1, T2 e T3 e os sedimentos finos de inundação que se desenvolvem no setor norte do terraço T2, surge um pacote sedimentar constituído pela alternância de níveis clásticos – essencialmente com seixos rolados de granito e fragmentos angulosos desta mesma rocha – e níveis silto-arenosos de cor castanha escura a negra, ricos em matéria orgânica e pobres em clastos (Figura 26). Esta alternância está ligada a condições ambientais distintas, ocorridas com uma certa cíclicidade, que terão favorecido ora processos de sedimentação mais torrenciais (p. ex. fluxos de detritos), ora processos menos energéticos (p. ex. a solifluxão).



Figura 26 – Depósitos de tipo debris flow e mud flow na superfície do terraço T2. Observe-se a alternância de níveis cascalhentos e níveis de sedimento silto-arenoso de cor castanha a negra.

Em termos sedimentogenéticos, o referido pacote sedimentar resultou de processos de tipo *debris flow* e *mud flow*, relacionando-se com uma pequena bacia alcandorada existente a montante do terraço fluvial mais elevado, que tem como eixo principal de escoamento justamente a área de intervenção arqueológica (Figura 27). Esta bacia, com cerca de 35 000 m² de área e um comprimento máximo de 400 m, assume uma forma subcircular e alongada para E, apresentando uma acentuada curvatura para S no seu setor terminal. Apesar de não possuir um curso de água permanente, observa-se na paisagem a existência de um canal bem definido (Figura 27). Aquando da abertura de uma vala com a direção E-W – perpendicular aos terraços T1, T2 e T3 – foi possível verificar a presença de um nível freático que alimentava um fluxo contínuo e significativo de água na base do terraço T3 (Figura 27), fluxo este coincidente com o eixo de escoamento da bacia. A abundância do caudal obrigou mesmo à abertura de uma vala de drenagem de forma a não inundar a área da escavação. Confirmou-se, assim, a presença abundante de água no local e a sua provável alimentação a partir da bacia a montante.

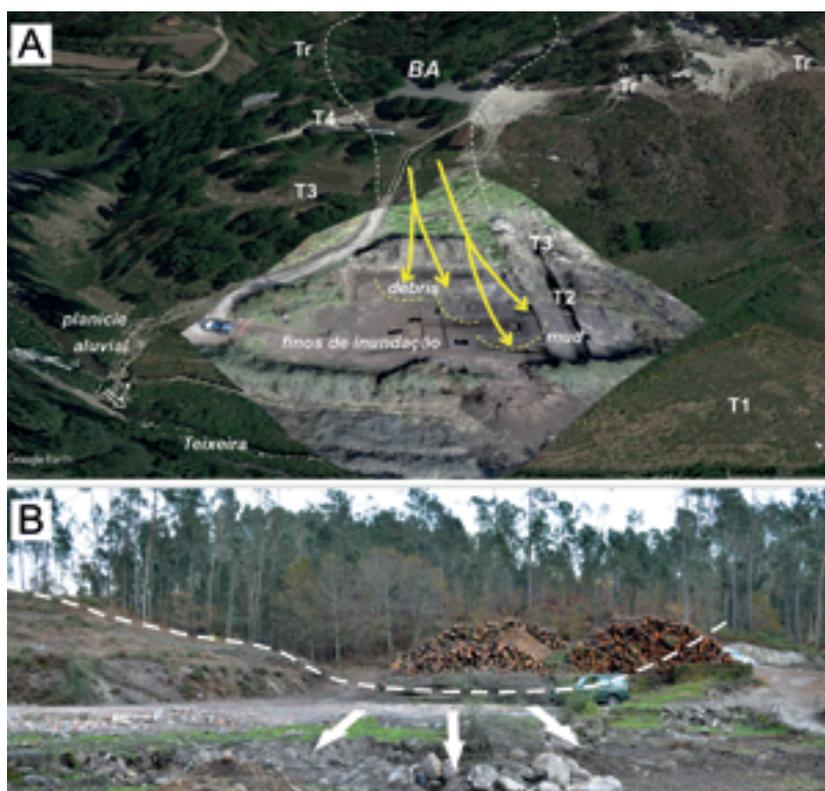


Figura 27 – a) bacia de drenagem e linha de água não permanente que alimenta e promove os fluxos detríticos e lamacentos que recobrem e ravinam os terraços T2 e T3; b) vista panorâmica da bacia de drenagem e seu eixo de escoamento a montante do patamar definido pelo terraço T4. BA – bacia alcandorada, Tr – terraço de rocha, T# – terraços fluviais.

Enquanto que no setor N do terraço T2 os fluxos de detritos e os fluxos lamacentos têm uma dispersão mais superficial, no lado S tendem a formar um canal com mais de 1 m de profundidade, que sulca o depósito fluvial, seguindo, aparentemente, em direção ao rio (Figuras 27 e 28).



Figura 28 – A individualização dos dois setores (N e S) com sequências sedimentares distintas: a) vista panorâmica para leste; b) vista aérea. A linha vermelha a tracejado corresponde aproximadamente ao limite entre os dois setores: o norte, com os fluxos de detritos (debris flow) e os fluxos lamacentos (mud flow) mais dispersos pela superfície do terraço T2, cobrindo os depósitos finos de inundação; o sul com os fluxos mais canalizados, assentando sobre a cascalheira do terraço. As setas indicam a direção de escoamento dos sedimentos.

Como foi acima referido, nestes depósitos clásticos e lamacentos surge uma importante concentração de vestígios arqueológicos, nomeadamente indústrias líticas, estruturas pétreas, estruturas em negativo e alguma cerâmica pré-histórica (vide Capítulo 3.2). Relativamente às estruturas pétreas, verifica-se, nalguns casos, que elas resultaram do simples arranjo de amontoados naturais de seixos rolados e blocos angulosos. Noutros casos, aproveitaram-se estes mesmos materiais para construir estruturas mais elaboradas.

Os aspetos técnicos e tipológicos das indústrias líticas, bem como as características da cerâmica exumada, mostram que as ocupações humanas identificadas neste contexto coluvionar abrangem uma longa diacronia (*vide* Capítulos 3.2, 3.3 e 3.8). Tal facto é corroborado por datações ^{14}C obtidas para diversas estruturas arqueológicas (Tabela 4).

No seu conjunto, as datações ^{14}C mostram também que os processos de sedimentação promovidos pela já mencionada bacia estiveram ativos durante um longo período de tempo. Efetivamente, os depósitos de tipo *debris flow* e *mud flow* embalam artefactos e ecofactos com cronologias muito diversas, que se distribuem ao longo de praticamente todo o Holocénico (Tabelas 4, 5 e 6) (Figura 29). As dinâmicas inerentes a estes depósitos – juntamente com a bioturbação e a própria antropização da área – poderão, por outro lado, explicar a presença de carvões com idades bastante díspares em algumas das estruturas datadas (Figura 29). Poderão explicar, igualmente, o facto de a maior parte dos materiais arqueológicos surgir em posição secundária. Em todo o caso, observam-se graus de perturbação diferenciados entre os diversos contextos identificados.



Figura 29 – Estruturas de combustão com diferentes cronologias associadas aos depósitos de tipo *debris flow* e *mud flow*. Os mecanismos de sedimentação destes depósitos, a bioturbação e a antropização da área podem explicar a presença de carvões com idades muito distintas em algumas das estruturas exumadas.

UE/Estrut.	Amostra	Ref. ^a	Mat. datado	^{14}C Conv.	Cal. AC/AD 2 σ	Cal. BP 2 σ
1 Lareira <i>Mud flow</i>	Vau1	15C/0655	Leguminosae	4910±40 BP	3770-3640 (100%)	5719-5589 (100%)
					3634-3552 (47%)	5583-5501 (47%)
	Vau13	16C/0318	Leguminosae	4730±30 BP	3541-3497 (22%)	5490-5446 (22%)
					3450-3443 (1%)	5399-5392 (1%)
					3439-3377 (30%)	5388-5326 (30%)
2 Lareira <i>Mud flow</i>	Vau2	15C/0656	<i>Quercus</i> caducifolia	4820±40 BP	3694-3679 (2%)	5643-5628 (2%)
					3666-3617 (34%)	5615-5566 (34%)
					3614-3521 (64%)	5563-5470 (64%)
	Vau14	16C/0319	Leguminosae	5250±30 BP	4227-4201 (10%)	6176-6150 (10%)
				4170-4127 (18%)	6119-6076 (18%)	
				4120-4093 (5%)	6069-6042 (5%)	
				4081-3976 (67%)	6030-5925 (67%)	

Tabela 4 – Datações ^{14}C obtidas para estruturas associadas aos depósitos coluvionares do Vau.

UE/Estrut.	Amostra	Ref. ^a	Mat. datado	¹⁴ C Conv.	Cal. AC/AD 2σ	Cal. BP 2σ
3 Lareira Mud flow Debris flow	Vau3	15C/0657	<i>Quercus</i> caducifolia	5330±40 BP	4317-4297 (3%) 4263-4045 (97%)	6266-6246 (3%) 6212-5994 (97%)
	Vau4	15C/0658	Leguminosae	4890±40 BP	3767-3635 (100%)	5716-5584 (100%)
	Vau11	16C/0316	Leguminosae	9200±40 BP	8543-8505 (10%) 8491-8300 (90%)	10492-10454 (10%) 10440-10249 (90%)
	Vau12	16C/0317	Leguminosae	5820±30 BP	4778-4772 (1%) 4771-4587 (99%)	6727-6721 (1%) 6720-6536 (99%)
4 Lareira em fossa Mud flow	Vau5	15C/0659	<i>Quercus</i> caducifolia	5980±40 BP	4987-4772 (100%)	6936-6721 (1%)
	Vau7	16C/0312	Leguminosae	4740±30 BP	3635-3547 (57%)	5584-5496 (57%)
					3545-3500 (22%) 3430-3380 (21%)	5494-5449 (22%) 5379-5329 (21%)
5 Lareira em fossa Mud flow	Vau8	16C/0313	<i>Erica arborea/</i> <i>australis</i>	2590±30 BP	819-755 (98%)	2768-2704 (98%)
					680-670 (1%)	2629-2619 (1%)
					607-595 (1%)	2556-2544 (1%)
6 Lareira em fossa Mud flow	Vau21	17C/0819	Leguminosae	6340±30 BP	5459-5452 (1%)	7408-7401 (1%)
					5376-5223 (99%)	7325-7172 (99%)
7 Lareira em fossa Mud flow	Vau6	16C/0311	<i>Cistus</i> sp.	6390±30 BP	5468-5399 (38%)	7417-7348 (38%)
					5391-5316 (62%)	7340-7265 (62%)
7 Lareira em fossa Mud flow	Vau10	16C/0315	Leguminosae	9250±40 BP	8603-8582 (3%)	10552-10531 (3%)
					8575-8326 (97%)	10524-10275 (97%)
					Vau23	17C/0821
8352-8278 (82%)	10301-10227 (82%)					

Tabela 4 – cont.

UE/Estrut.	Amostra	Ref. ^a	Mat. datado	¹⁴ C Conv.	Cal. AC/AD 2σ	Cal. BP 2σ
UE3 Mud flow	Vau17	17C/0815	Leguminosae Tipo II	6110±40 BP	5208-5087 (31%)	7157-7036 (30%)
					5085-4942 (69%)	7034-6891 (70%)
					Vau18	17C/0816
UE13 Mud flow	Vau19	17C/0817	Leguminosae	6140±40 BP	5214-4981 (100%)	7163-6930 (100%)
					728-693 (2%)	2677-2642 (1%)
					657-655 (1%)	2606-2604 (1%)
					542-361 (96%)	2491-2310 (97%)
UE13 Mud flow	Vau20	17C/0818	Leguminosae	2350±40 BP	267-265 (1%)	2216-2214 (1%)

Tabela 5 – Datações ¹⁴C obtidas para unidades estratigráficas (UEs) definidas nos depósitos coluvionares do Vau.

UE/Estrut.	Amostra	Ref. ^a	Mat. datado	¹⁴ C Conv.	Cal. AC/AD 2σ	Cal. BP 2σ
Vau I-3 <i>Mud flow</i>	9,5 cm	Beta-412849	Solo orgânico	2530±30 BP	796-731 (38%) 691-660 (14%) 650-544 (48%)	2745-2680 (38%) 2640-2609 (14%) 2599-2493 (48%)
Vau I-7 <i>Mud flow</i>	29,5 cm	Beta-412850	Solo orgânico	3240±30 BP	1610-1575 (15%) 1565-1440 (85%)	3559-3524 (15%) 3514-3389 (85%)
Vau I-15 <i>Mud flow</i>	69,5 cm	Beta-412851	Solo orgânico	5380±30 BP	4332-4224 (76%) 4206-4161 (15%) 4130-4111 (4%) 4101-4071 (5%)	6281-6173 (76%) 6155-6110 (15%) 6079-6060 (3%) 6050-6020 (6%)
Vau I-20 <i>Mud flow</i>	94,5 cm	Beta-412852	Solo orgânico	6960±30 BP	5968-5955 (2%) 5907-5747 (98%)	7917-7904 (2%) 7856-7696 (98%)

Tabela 6 – Datações ¹⁴C obtidas para o depósito de tipo *mud flow* no âmbito do estudo paleopolinológico realizado no setor S do Vau (vide Capítulo 2.2).

4.4. Síntese

A escadaria de terraços fluviais visível na área do Vau, composta por cinco patamares topograficamente bem definidos, ilustra o embutimento do rio Teixeira ao longo do Pleistocénico. O terraço de rocha Tr, em função da sua altitude, corresponde à fase mais antiga deste embutimento, constituindo o testemunho geomorfológico de um rio que corria a uma cota bem mais elevada do que aquela que tem no presente.

Muito depois da formação destes terraços, e a partir de 29 000 anos BP (Figura 30), o rio Teixeira, que já teria atingido uma cota mais próxima da atual, foi sofrendo cheias cíclicas que atingiam o topo do terraço fluvial T2, cobrindo-o com sedimentos arenosos finos. De acordo com os dados obtidos nas escavações arqueológicas, o Homem do Paleolítico Superior, mais precisamente do Gravettense e do Madalenense Final, terá ocupado recorrentemente estas superfícies arenosas, deixando aí os vestígios dessas mesmas ocupações (artefactos líticos talhados e possíveis estruturas pétreas). A ciclicidade das cheias contribuiu para a conservação do que parecem ser diversos “níveis de habitat”, ao que tudo indica, temporalmente muito afastados. Infelizmente, a área escavada neste depósito aluvionar foi muito reduzida, pelo que vários aspetos ficaram por esclarecer relativamente às ocupações do Paleolítico Superior.

Após a ocupação do Madalenense final, os depósitos dos terraços fluviais e os depósitos finos de inundações foram truncados na parte superior e, posteriormente, cobertos por fluxos de detritos (*debris flow*) e de lamias (*mud flow*) com origem na bacia alcandorada a montante do terraço mais alto do Vau. Estes processos, como se disse anteriormente, indiciam degradação ambiental, relacionando-se com condições periglaciares.

Apesar de não terem sido obtidas datações pleistocénicas para estes fluxos, é provável que eles tenham sido ativados durante o *Dryas III*. Efectivamente, os *debris flow* e os *mud flow* ravinaram e/ou assentaram nos níveis que contêm as referidas ocupações atribuídas ao Madalenense Final (ca. 13 000/12 000 cal BP/ ca. 11 000/10 000 cal AC). Para além disso, são semelhantes, do ponto de vista sedimentogenético, aos identificados no Rodo, ocupando uma posição estratigráfica muito idêntica – i.e. surgem no topo da sequência sedimentar.

Os vestígios arqueológicos associados a estes depósitos de vertente datam na sua totalidade do Holocénico, podendo conectar-se com o Mesolítico, Neolítico Médio/Final e Idade do Bronze (*vide* Capítulos 2.2, 3.2 e 3.8). Como se referiu anteriormente, a presença destas ocupações no seio de tais depósitos mostra que os processos de sedimentação/erosão relacionados com a bacia alcandorada e respetiva vertente tiveram uma longa duração. Aliás, terão sido estes processos os responsáveis pelas perturbações dos níveis arqueológicos do Vau que colocaram os artefactos em posição secundária.

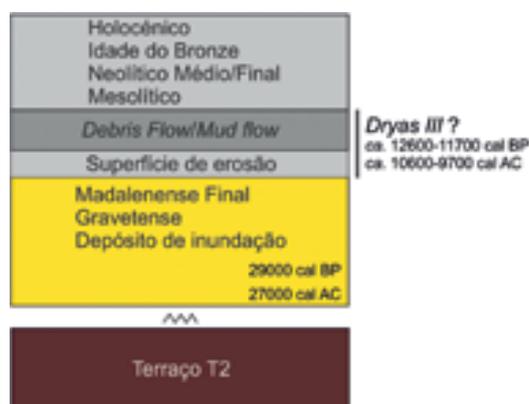


Figura 30 – Representação esquemática da morfogénese do Vau, com indicação da posição estratigráfica das ocupações humanas.

5. Caracterização geoarqueológica do sítio da Bispeira 8

O sítio da Bispeira 8, concelho de Oliveira de Frades, implanta-se no sopé de uma encosta com declive suave, distando ca. 50 m do rio Vouga. Os processos de sedimentação/erosão ali identificados – responsáveis pela formação do sítio arqueológico – foram controlados por uma pequena bacia localizada a montante da área intervencionada (Figura 31). Esta bacia, atualmente coberta por um alterito que recobre o substrato granítico, gerou depósitos de vertente policíclicos, muito proximais, circunscritos e pouco espessos, que tendem a canalizar-se em paleocanais de fraca incisão (<1 m) (Figura 32). Nos cortes decorrentes da escavação arqueológica constatou-se que estas coberturas superficiais surgem quer em sucessão estratigráfica, quer ravinando depósitos preexistentes.



Figura 31 – Localização da estação arqueológica da Bispeira 8, assinalando-se a bacia em forma de amplo anfiteatro que se implanta a montante. A estação arqueológica está mais condicionada por uma bacia mais pequena que se desenvolve ligeiramente a NW.



Figura 32 – Bispeira 8: vista aérea da área intervencionada. Observem-se os canais inscritos no substrato granítico e nos próprios sedimentos (manchas mais escuras), colmatados por material essencialmente arenosiltoso proveniente da bacia a montante. Os canais mais superficiais, visíveis ao nível da camada vegetal, encontram-se ainda ativos, drenando linhas de água sazonais. Comprimento máximo da área de escavação: ca. 40 m.

Os vestígios arqueológicos da Bispeira 8 – essencialmente materiais líticos e fragmentos cerâmicos (*vide* Capítulo 3.7) – associam-se aos depósitos de vertente. Daí serem parcos e encontrarem-se, na maior parte dos casos, remobilizados. Ainda assim, foram identificados dois conjuntos de estruturas em negativo, espacialmente afastados, cada um com duas estruturas. Estes contextos revelaram-se pobres em artefactos, muito provavelmente devido aos processos erosivos ocorridos no local.

5.1. Depósitos coluvionares

Os depósitos de vertente identificados na Bispeira 8 são compostos por areias finas e siltes resultantes da meteorização do granito local. Na área da escavação arqueológica reconheceram-se as seguintes unidades estratigráficas (UE):

UE 1 – Camada vegetal superficial rica em areias graníticas, que tendem a adensar-se em pequenos canais, que se encaixam na UE inferior. Como foi referido, estes canais poderão relacionar-se com pequenas linhas de água sazonais, cuja ação erosiva ainda se encontra em curso.

UE 2 (UE 002 da escavação) – Depósito com matriz silto-arenosa, maciço, de cor castanha a negra, com ligeiras variações laterais, canalizado num setor deprimido do substrato rochoso, com orientação NW-SE (Figura 32). Embala uma componente artefactual constituída por fragmentos de cerâmica pré-histórica e materiais líticos talhados (núcleos debitados segundo o método bipolar, lamelas, lâminas, configurados, elementos de moagem e “pesos de rede” – *vide* Capítulo 3.7), alguns dos quais conectáveis com o Paleolítico Superior. Não se associando a qualquer estrutura, os artefactos desta UE encontram-se em posição secundária, relacionando-se muito possivelmente com contextos arqueológicos que terão existido a montante da área intervencionada. A UE 002 ravina a UE 003, subjacente, originando uma superfície de erosão.

UE 3 (UE 003 da escavação) – Depósito silto-arenoso de cor amarelada a castanha clara, maciço, que colmata uma área deprimida do substrato granítico que funciona como canal de drenagem (Figura 32). Esta UE, num nível inferior ao seu topo, conservou duas estruturas, aparentemente de combustão (estruturas 1 e 2), bem como a parte basal de duas outras estruturas em negativo tipo “fossa” (estruturas 2 e 3). A elas associam-se alguns artefactos (apenas líticos às estruturas 1 e 2, líticos e cerâmicos às estruturas 3 e 4) numericamente pouco expressivos.

Substrato granítico – Consiste em granito de duas micas de grão médio/porfiroide, com zonas muito alteradas (saibro) e outras sãs.

Esta sequência estratigráfica mostra, desde logo, uma sucessão de depósitos que se foram ravinando e recobrando, comprovando o carácter policíclico dos processos de sedimentação/erosão de vertente. As discontinuidades sedimentares observadas, o truncamento das estruturas em negativo e a própria mistura, dispersão e residualização do material arqueológico estão, de facto, em consonância com a sedimentogénese dos depósitos da Bispeira 8.

As datações ^{14}C obtidas para as estruturas exumadas na UE 003 (Tabela 7) remetem para duas realidades arqueológicas cronologicamente distintas. Trata-se de uma ocupação atribuída ao Paleolítico Superior, documentada pelas lareiras, e de uma outra relacionada com o Neolítico Médio/ Final, documentada pelas bases das “fossas” (Figura 33).

UE/Estrut.	Amostra	Ref. ^a	Mat. datado	^{14}C Conv.	Cal. AC/AD 2σ	Cal. BP 2σ
Estrutura 1 004	BISP1	17C/0837	Leguminosae Tipo I	11680±60 BP	11759-11726 (2%) 11676-11429 (98%)	13708-13675 (2%) 13625-13378 (98%)
Estrutura 2 UE 005	BISP2	17C/0838	Leguminosae Tipo III	12010±60 BP	12095-11786 (100%)	14044-13735 (100%)
Estrutura 3 UE 020	BISP1	17C/0839	Leguminosae Tipo I	4360±40 BP	3090-3045 (12%) 3037-2900 (88%)	5039-4994 (12%) 4986-4849 (88%)
Estrutura 4 UE 025	BISP2	17C/0840	Leguminosae Tipo I	4400±40 BP	3318-3292 (1%) 3289-3273 (2%) 3266-3236 (5%) 3169-3164 (1%) 3113-2908 (91%)	5267-5241 (1%) 5238-5222 (1%) 5215-5185 (5%) 5118-5113 (1%) 5062-4857 (92%)

Tabela 7 – Datações ^{14}C obtidas para estruturas da Bispeira 8.



Figura 33 – Localização das estruturas arqueológicas da Bispeira 8 e respetiva cronologia. 1 e 2: lareiras do Paleolítico Superior; 3 e 4: base de estruturas em fossa do Neolítico Médio/Final.

5.2. Síntese

Como se referiu, a formação do sítio arqueológico da Bispeira 8 relaciona-se com processos de sedimentação e de erosão controlados pela bacia localizada a montante. Devido ao carácter policíclico destes processos e à conseqüente complexidade dos depósitos que geram – especialmente ao nível da respetiva arquitetura??? – torna-se praticamente impossível reconstituir as etapas da sua formação, bem como estabelecer uma cronologia fina para a sua génese. Ao que tudo indica, o nível da UE 003 que embala as duas estruturas de combustão datadas, respetivamente, de 11680±60 BP (13708-13378 cal BP 2σ/11759-11429 cal AC 2σ) e de 12010±60 BP (14044-13735 cal BP 2σ/ 12095–11786 cal AC 2σ) (Paleolítico Superior) remonta aos finais do Pleistocénico. A identificação de carvões de *Pinus sylvestris* (pinheiro-de-casquinha) e de *Erica arborea* (urze branca) nas lareiras indicia ambientes frios, de tipo periglacial (*vide* Capítulos 2.2, 3.7 e 3.8), propícios à ocorrência de processos de erosão das vertentes, processos esses responsáveis pelo enterramento dos vestígios arqueológicos.

Ainda que despoletados por mecanismos que podem não estar diretamente relacionados com o frio, estes processos de sedimentação/erosão mantiveram-se ativos no decurso do Holocénico. Durante esta época verificaram-se tanto processos de acreção como de erosão, alguns dos quais com remobilização significativa de sedimentos e materiais arqueológicos. O truncamento da parte superior das estruturas em negativo, datadas de 4360±40 BP (5039-4849 cal BP 2σ/ 3090-2900 cal AC 2σ)/ 4400±40 BP (5267-4857 cal BP 2σ/ 3318-2908 cal AC 2σ) (Neolítico Médio/Final), a sua posterior colmatação e a formação da UE 002, que embala um pacote artefactual que cobre uma ampla cronologia, são alguns dos testemunhos destas dinâmicas sedimentares/erosivas pós-pleistocénicas.

CONCLUSÕES

Os estudos geoarqueológicos realizados nos sítios do Rodo, Vau e Bispeira 8 permitiram reconhecer três realidades associadas a depósitos de vertente, controlados por pequenas bacias de dimensões variáveis, localizadas a montante das plataformas onde se encontraram os vestígios da presença humana. Os mecanismos de sedimentação/erosão inerentes a estes depósitos geraram, nestas estações arqueológicas, contextos com diferentes graus de conservação: uns mais remobilizados e residuais, outros em que se identificaram estruturas e conjuntos artefactuais relativamente bem preservados.

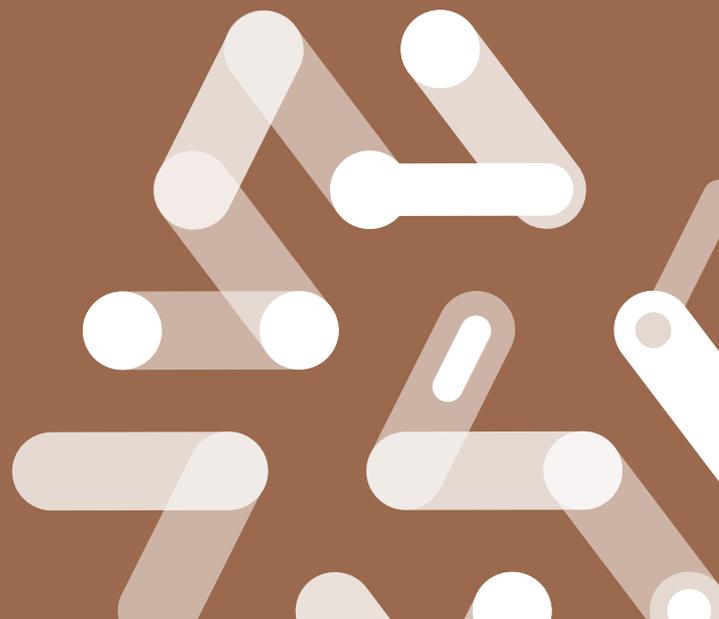
No caso do Rodo e do Vau, os processos de vertente parecem ter estado bastante ativos durante o evento paleoclimático conhecido por *Dryas III*. Todavia, datações obtidas pelo radiocarbono, bem como dados aferidos a partir dos conjuntos artefactuais exumados, mostraram que estes processos também se manifestaram ao longo do Holocénico, não estando, por isso, inteiramente dependentes de condições periglaciares.

No Vau, para além dos contextos arqueológicos conectados com as coluviões, foram também identificadas ocupações humanas, de idade fini-pleistocénica, associadas a depósitos finos de inundaçãõ do rio Teixeira. A presença, nestes depósitos, de artefactos líticos de reduzidíssimas dimensões e de remontagens, remete para condições de sedimentação de muito baixa energia, altamente favoráveis à conservação de vestígios arqueológicos.

Numa perspetiva mais geral, este estudo geoarqueológico permitiu identificar, numa região de vales profundos e encaixados, elementos geomorfológicos que deverão ser tidos em conta noutros trabalhos arqueológicos que incidam em realidades semelhantes às do vale do Vouga. Tais elementos não só poderão orientar na procura de novos sítios, como são incontornáveis para a compreensão das dinâmicas que estão na base da sua génese.

AGRADECIMENTOS

Ao colega Miguel Marques, entusiasta da tecnologia e investigador descomprometido, o nosso agradecimento pelo trabalho de campo que desenvolveu nos três locais e pela cedência das imagens obtidas por drone.



BIBLIOGRAFIA

ANGELUCCI, D. (2003) A partir da terra: a contribuição da Geoarqueologia. In J. Mateus e M. Moreno-García (Eds.), *Paleoecologia Humana e Arqueociências. Um programa multidisciplinar para a Arqueologia sob a tutela da cultura (Trabalhos de Arqueologia 29)*, Lisboa, Instituto Português de Arqueologia, pp. 35–84.

CARLSON, A. E. (2013) The Younger Dryas Climate Event. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 3, Elsevier, pp. 34–126.

COHEN, K. M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L. & FAN, J.-X. (2018) International Chronostratigraphic Chart. International Commission on Stratigraphy.
www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale

DAVEAU, S. *et al.* (1978) Répartition et Rythme des Précipitations au Portugal. *Centro de Estudos Geográficos, Memórias*, 3, p. 192.

FERREIRA, A. B. (1978) Planaltos e montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos, Lisboa*, 4, p. 375.

LNEG (2010) Carta Geológica de Portugal à escala 1:1 000 000.
www.geoportal.lneg.pt/geoportal/mapas/index.html?lg=pt

PEREIRA, E., FARINHA, J. B., VIEIRA DA SILVA, A. M., VEIGA FERREIRA, O. (2007) Notícia explicativa da folha 13-D, Oliveira de Azeméis. Lisboa, Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, p. 55.
www.geoportal.lneg.pt/index.php?option=com_wrapper&view=wrapper&Itemid=60

REIMER, P. J., BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J. W., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUCK, C. E., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERTON, T. P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T. J., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KAISER, K. F., KROMER, B., MANNING, S. W., NIU, M., REIMER, R. W., RICHARDS, D. A., SCOTT, E. M., SOUTHON, J. R., TURNEY, C. S. M., VAN DER PLICHT, J. (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal BP, *Radiocarbon*, 55(4). pp. 1869-1887
DOI: 10.2458/azu_js_rc.55.16947

RODRIGUES, C. (2009) Risco de inundação: área das termas de S. Pedro do Sul: 1960-2001. Dissertação de mestrado em Geografia Física (Ambiente e Ordenamento do Território), Fac. de Letras da Univ. de Coimbra, p. 164.

STUIVER, M., REIMER, P.J. (1993) CALIB Radiocarbon Calibration Program. *Radiocarbon*, 35, pp. 215-230.

