

**VARIACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA DEL
CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE REGISTRADA EN
SECUENCIAS DE COLADAS BASÁLTICAS DE LA REGIÓN
VOLCÁNICA DE DJAVAKHETI (GEORGIA)**

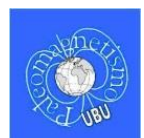
Variation of the absolute paleointensity of the Earth's magnetic field recorded in sequences of basaltic flows from the volcanic region of Djavakheti (Georgia)

Tesis Doctoral
Elisa María Sánchez Moreno
Universidad de Burgos 2018

**VARIACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA DEL
CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE REGISTRADA EN
SECUENCIAS DE COLADAS BASÁLTICAS DE LA REGIÓN
VOLCÁNICA DE DJAVAKHETI (GEORGIA)**

Variation of the absolute paleointensity of the Earth's
magnetic field recorded in sequences of basaltic flows from
the volcanic region of Djavakheti (Georgia)

Tesis Doctoral
Elisa María Sánchez Moreno
Departamento de Física
Laboratorio de Paleomagnetismo
Burgos, 2018





UNIVERSIDAD
DE BURGOS



Departamento de Física
Universidad de Burgos
Laboratorio de Paleomagnetismo

VARIACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE REGISTRADA EN SECUENCIAS DE COLADAS BASÁLTICAS DE LA REGIÓN VOLCÁNICA DE DJAVAKHETI (GEORGIA)

Variation of the absolute paleointensity of the Earth's magnetic field recorded in sequences of basaltic flows from the volcanic region of Djavakheti (Georgia)

Manuel Calvo Rathert, profesor titular de la Universidad adscrito al Departamento de Física de la Universidad de Burgos

HAGO CONSTAR

Que la presente memoria, titulada VARIACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE REGISTRADA EN SECUENCIAS DE COLADAS BASÁLTICAS DE LA REGIÓN VOLCÁNICA DE DJAVAKHETI (GEORGIA) (Variation of the absolute paleointensity of the Earth's magnetic field recorded in sequences of basaltic flows from the volcanic region of Djavakheti (Georgia)), que ha sido realizada bajo mi dirección, se ajusta al proyecto presentado en su día y cumple las condiciones necesarias para que Elisa María Sánchez Moreno pueda optar al grado de Doctor Por la Universidad de Burgos. Por tanto, autorizamos su presentación en formato clásico con opción a la mención de "*Doctor Internacional*".

En Burgos, a 31 de Julio de 2018

VºBº: Manuel Calvo-Rathert
DNI: 17029070



UNIVERSIDAD
DE BURGOS



Departamento de Física

Universidad de Burgos

Laboratorio de Paleomagnetismo

VARIACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE REGISTRADA EN SECUENCIAS DE COLADAS BASÁLTICAS DE LA REGIÓN VOLCÁNICA DE DJAVAKHETI (GEORGIA)

Variation of the absolute paleointensity of the Earth's magnetic field recorded in sequences of basaltic flows from the volcanic region of Djavakheti (Georgia)

Avto Goguitchaichvili, investigador titular del Instituto de Geofísica-Unidad Michoacán de la Universidad Nacional Autónoma de México

HAGO CONSTAR

Que la presente memoria, titulada VARIACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE REGISTRADA EN SECUENCIAS DE COLADAS BASÁLTICAS DE LA REGIÓN VOLCÁNICA DE DJAVAKHETI (GEORGIA) (Variation of the absolute paleointensity of the Earth's magnetic field recorded in sequences of basaltic flows from the volcanic region of Djavakheti (Georgia)), que ha sido realizada bajo mi dirección, se ajusta al proyecto presentado en su día y cumple las condiciones necesarias para que Elisa María Sánchez Moreno pueda optar al grado de Doctor Por la Universidad de Burgos. Por tanto, autorizamos su presentación en formato clásico con opción a la mención de "*Doctor Internacional*".

En Burgos, a 31 de Julio de 2018

VºBº: Avto Goguitchaichvili
Pasaporte Mexicano: G21668934

VARIACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA DEL CAMPO
MAGNÉTICO TERRESTRE REGISTRADA EN SECUENCIAS DE COLADAS
BASÁLTICAS DE LA REGIÓN VOLCÁNICA DE DJAVAKHETI (GEORGIA)

Variation of the absolute paleointensity of the Earth's magnetic field recorded in
sequences of basaltic flows from the volcanic region of Djavakheti (Georgia)

**Memoria presentada para la obtención del título de Doctor por la Universidad de
Burgos a través de la modalidad de *Tesis Doctoral en formato clásico con opción a
la mención de Doctor Internacional.***

La presente tesis se ha desarrollado en el Laboratorio de Paleomagnetismo y el Departamento de Física de la Universidad de Burgos, con financiación procedente de una ayuda para contratos predoctorales para la formación de doctores, convocatoria 2013 (BES-2013-064060), Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO), Secretaría de Estado de Investigación, Desarrollo e Innovación, de los proyectos de investigación CGL2012-32149 (MINECO) y de la ayuda para proyectos BU066U16 de la Junta de Castilla y León. Ayuda para movilidad de alumnos de doctorado y PDI de la Universidad de Burgos año 2014. Ayudas a la movilidad predoctoral para la realización de estancias breves en centros de I+D españoles y extranjeros 2015 y 2016 (EEBB-1-15-10407 y EEBB-I-16-11 083) (MINECO).

Los experimentos llevados a cabo durante la tesis se han realizado en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos; Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), actual Servicio Arqueomagnético Nacional, Instituto de Geofísica-Unidad Michoacán (IGUM) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) (Morelia, México); Paleomagnetic Laboratory, Scripps Institution of Oceanography (SIO), University of California-San Diego (UCSD) (EE. UU.); Laboratoire experimental de paleomagnetisme et magnetisme des roches, Geosciences, Université de Montpellier (Francia); Servicio de Microscopia Electrónica y Microanálisis de Materiales y Departamento de Geodinámica, Universidad del País Vasco (UPV/EHU); Isotope Laboratory, Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGUM), Russian Academy of Sciences (RAS) (Moscú, Rusia).

Imagen de portada tomada de www.nasa.gov/image-feature/goddard/wind-celebrates-20-years-of-monitoring-the-solar-wind.html

Agradecimientos

Quiero agradecer a mis directores, Manuel Calvo y Avto Goguitchaichvili, por la dedicación, el esfuerzo y la ayuda que me han ofrecido durante los más de cuatro años que suponen la elaboración de esta tesis. También agradecer a los supervisores que me han acogido y ayudado durante las estancias doctorales, y por su aportación en los artículos que incluye este trabajo: Lisa Tauxe en San Diego y Pierre Camps en Montpellier. También me gustaría dar las gracias a Juan Morales por su ayuda en el laboratorio de Morelia. Las campañas de campo que se han realizado durante la tesis, sin las cuales no hay muestras que analizar, habrían sido inviables sin la ayuda de Goga Vashakidze en el reconocimiento de la geología de Djavakheti (y porque siempre se agradece tener un geólogo cerca) y sin Marina Devidze, por su apoyo logístico. Gracias a Vladimir Lebedev por sus dataciones radioisotópicas. También le doy las gracias a Néstor Vegas por sus análisis de láminas delgadas y por enseñarme el microscopio electrónico de la UPV.

Agradezco al Ministerio de Economía y Competitividad la ayuda para contratos predoctorales que financió esta tesis y las estancias de San Diego y Montpellier. A la Junta de Castilla y León por la financiación a proyectos de investigación recibida por el grupo de investigación en el que he desarrollado mi tesis. A la Universidad de Burgos por la ayuda para movilidad de alumnos de doctorado que financió la estancia de Morelia y las ayudas para la asistencia a varios congresos.

También quiero dar las gracias a mis amigos geocolegas, geodinámicos, cetineros y algún burgalés, a mis compañeros de tesis y de departamento, a mi familia y a Pachón, por aguantar mis neuras, mis ausencias, toda la locura que conlleva hacer una tesis y mis explicaciones sobre el campo magnético, que resulta que tiene la Tierra.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

Abstract	1
Resumen	5
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. Campo magnético terrestre	11
1.2. Inversiones de polaridad	13
1.3. El registro de las inversiones de polaridad	14
1.4. Duración de las inversiones de polaridad	18
1.5. Características de las inversiones de polaridad	19
1.5.1. Comportamiento de la intensidad en relación con los cambios direccionales	20
1.5.2. Patrones direccionales	25
1.6. Campo geomagnético promediado en el tiempo de baja intensidad	27
1.7. Direcciones paleomagnéticas y paleointensidades en la meseta de Djavakheti: Antecedentes	28
1.8. Justificación, objetivos y aportación	33
2. GEOLOGÍA	37
2.1. La geología del Cáucaso	39
2.2. Secuencias de coladas de lava estudiadas	45
2.2.1. Apnia	46
2.2.2. Korkhi	48
2.2.3. Dashbashi	50
3. METODOLOGÍA	53
3.1. Trabajo de campo y toma de muestras	55
3.2. La magnetización en rocas volcánicas	57
3.3. Métodos para la determinación de los minerales portadores de la remanencia y sus características	60
3.3.1. Experimentos con la balanza de translación de campo variable	60
3.3.2. Análisis de láminas delgadas pulidas	65
3.4. Direcciones paleomagnéticas	68
3.5. Determinación de la paleointensidad absoluta	70
3.5.1. Métodos tipo Thellier	71
3.5.1.1. El método Thellier-Thellier (Thellier y Thellier, 1959)	71

3.5.1.2. El método IZZI (Yu et al., 2004)	75
3.5.1.3. Criterios de selección Thellier	77
3.5.2. Métodos tipo multiespécimen	82
3.5.2.1. Criterios de selección multiespécimen	91
3.5.3. Dos metodologías para la obtención de paleointensidades de alta fiabilidad: 1) Métodos tipo Thellier y criterios CCRIT y 2) Enfoque multimétodo	84
3.6. Dataciones K-Ar	96
4. PALEOMAGNETIC RESULTS ON THE APNIA AND KORKHI SEQUENCES	99
4.1. Introducción al capítulo	101
4.2. Evidence of unusual geomagnetic regimes recorded in Plio-Pleistocene volcanic sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia)	103
4.2.1. Supplementary material	121
5. ABSOLUTE PALEOINTENSITY RESULTS ON THE APNIA AND KORKHI SEQUENCES: THELLIER-TYPE, CCRIT SELECTION CRITERIA AND AUTOMATIC INTERPRETATION	133
5.1. Introducción al capítulo	135
5.2. Paleointensity study over a polarity reversal recorded in the Pliocene Apnia sequence (Lesser Caucasus, Southern Georgia)	137
5.2.1. Supplementary material.....	155
5.3. New absolute paleointensities from the Plio-Pleistocene Korkhi sequence in Southern Georgia	163
5.3.1. Supplementary material	181
6. ABSOLUTE PALEOINTENSITY RESULTS ON THE APNIA AND KORKHI SEQUENCES: A MULTI-METHOD APPROACH	189
6.1. Introducción al capítulo	191
6.2. Absolute intensity determination over a geomagnetic transition recorded in a Pliocene volcanic sequence (Lesser Caucasus): A multi-method and inter-laboratory approach	193
6.2.1. Supplementary material	221
6.3. Multi-method paleointensity study on a Plio-Pleistocene volcanic sequence from Southern Georgia: Near-transition record or weak stable field intensity?	247

6.3.1. Supplementary material	277
7. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS Y DE PALEOINTENSIDAD EN LA SECUENCIA DE DASHBASHI	305
7.1. Minerales magnéticos	307
7.1.1. Magnetismo de rocas	307
7.1.2. Análisis de láminas delgadas pulidas	310
7.2. Direcciones paleomagnéticas	316
7.3. Paleointensidades	323
7.4. Discusión y conclusiones	326
8. DISCUSIÓN	331
8.1. Magnetismo de rocas	334
8.2. Direcciones paleomagnéticas	335
8.2.1. Apnia	335
8.2.1. Korkhi	336
8.2.2. Dashbashi	337
8.2.3. Síntesis de los análisis realizados para caracterizar el régimen del CMT registrado en las secuencias de lavas	338
8.3. Determinación de la paleointensidad absoluta	341
8.3.1. Determinaciones tipo Thellier bajo criterios de selección estrictos (CCRIT) e interpretación automática	342
8.3.2. Enfoque multimétodo	343
8.3.3. Resultados de paleointensidades tipo Thellier y criterios CCRIT frente a resultados de paleointensidades multimétodo	347
8.3.4. Dashabashi	348
8.4. Discusión general: ¿Campo magnético anómalo o campo magnético promediado de baja intensidad?	349
9. CONCLUSIONS	353
Conclusions	355
Conclusiones	359
REFERENCIAS	363

Abstract

This thesis is a contribution to the knowledge about the variations in direction and intensity of the ancient Earth's magnetic field. Records from three sequences of basaltic lava flows, Apnia, Korkhi and Dashabashi, which are located in the Djavakheti Plateau, in the central sector of the Lesser Caucasus (South Georgia), have been analyzed. K-Ar data yield an age span encompassed by the three sequences under study ranging from 3.75 ± 0.25 Ma to 1.85 ± 0.08 Ma. Analyzes performed in the present study rely on the ability of rocks to record the Earth's magnetic field at the time of their formation. The present thesis seeks to provide information about three different study areas: 1) The characteristics of the remanence carrying minerals, 2) paleomagnetic directions and 3) the determination of the absolute paleointensity.

Rock magnetism experiments and microscopy analysis of thin sections were carried out to understand the characteristics of the remanence carrying minerals and to select samples for paleointensity experiments. Reversible and irreversible thermomagnetic curves were observed, and samples with irreversible behavior were not used for paleointensity experiments. Rock-magnetism experiments allowed to identify low-Ti titanomagnetite as the main carrier of remanence. In several samples, titanomagnetite with a higher content of titanium was also identified, and in some cases titanomaghemites produced by low-temperature of oxidation (maghemitization) could be observed. Isothermal remanent magnetization acquisition curves (IRM), backfield curves and hysteresis cycles pointed towards a pseudo-monodomain behavior (PSD), which was interpreted as due to a mixture of SD and MD grains. Ilmenite exsolution in titanomagnetite generated by deuteric oxidation at high temperatures could be detected by means of ore- microscopy observations, indicating that the recorded magnetization is an original thermoremanence. Rock-magnetic experiments confirm that many of the rocks studied in the present thesis could be suitable for carrying out absolute paleointensity determination experiments.

The natural remanent magnetization (NRM) was subjected to demagnetization experiments to determine the paleomagnetic directions recorded in each of the lava flows forming all three sequences. Lava flow sequences allow to obtain a succession of snapshots of the direction and intensity of the field in the place where the rocks were formed, so that they can provide an instantaneous and relatively continuous record on a geological scale of the behavior of the Earth's magnetic field (EMF). Different types of analysis were applied for the interpretation of paleomagnetic directions in order to characterize the behavior of the recorded field. After calculating the virtual geomagnetic poles (VGPs) obtained from the paleomagnetic directions recorded in each lava flow, their mean value was determined and compared with the expected geomagnetic pole for the same age. An analysis of the angular VGP scatter, with respect to their own mean value and to the expected pole was also performed, and results were compared with the expected scatter of the paleosecular variation (PSV) at the sequences' latitude and age. Statistically similar directions were grouped into directional groups, which can provide an image of the lava flow emission rate. An analysis of the angular scatter of directional groups was also performed.

Interpretation of paleomagnetic directions has allowed to identify different kinds of behavior of the EMF for each sequence. The Apnia sequence displays a reverse polarity record, which is overlain by an intermediate polarity flow and a normal polarity section. The Korkhi sequence is divided by an erosion surface into two subsequences of different age. Lower-Korkhi shows a record of stable normal polarities. In Upper-Korkhi two transitional polarities were observed together with six reverse polarity flows that show anomalous directions. The Dashbashi sequence, shows reverse polarities in the three sections comprising it. Approximately half of the flows yield a low latitude VGP, of less than 60° . The available information does not allow to rule out the record of an anomalous EMF regime, a record with non-correctly averaged PSV or possible tectonic rotations between the different sections and/or the complete sequence.

Two different methodological strategies have been applied to determine the absolute paleointensity recorded in the lava flow sequences. This kind of approach has been addressed due to the difficulty in obtaining reliable paleointensity data. An increase of ideal data in the databases is necessary, to allow for more accurate EMF behavior models.

The first strategy consisted in the interpretation of paleointensity determinations carried out with Thellier-type techniques, by means of the automatic application of a very strict set of criteria, with the aim of obtaining results of the highest quality. Thellier-type techniques have a rigorous physical foundation and decades of experimental trajectory. In the present study, the original Thellier-Thellier method (Thellier and Thellier, 1959) and the IZZI method (Yu et al., 2004) were used. Results of paleointensity determinations are considered reliable when they meet a set of selection criteria that are applied as a filter, to assess the quality of the experimental conditions, the presence or absence of alteration and the amount of magnetization associated with MD grains. In the present study the set of criteria and strict threshold values proposed by Cromwell et al. (2015b) and named CCRIT (Tauxe et al., 2016) has been used. These criteria and threshold values have been tested on magnetized specimens in a known historical or laboratory field to confirm their reliability (Cromwell et al., 2015a; Tauxe et al., 2016). The analysis of paleointensity data may imply a certain degree of subjectivity. For this reason and in order to achieve objective interpretations, the selection criteria have been applied automatically using the Thellier GUI program (Shaar et al., 2013).

Paleointensities obtained by this approach in eight of the lava flows from the Apnia sequence show virtual axial dipolar moments (VADMs) between 28.6 and 45.6 ZAm^2 in the lower reverse polarity section. In the upper normal-polarity section a VADM of 54.6 ZAm^2 was obtained in a single lava flow. In the Lower-Korkhi subsequence only three results with relatively low VADMs of 27.4, 46.2 and 49.8 ZAm^2 were obtained.

The second approach proposes a multi-method approach that seeks to provide an additional reliability criterion to paleointensity results, by observing a match of the results obtained with different methods, since the different paleointensity determination protocols used are based on the acquisition and destruction of magnetization at different energy equilibrium states, depending on the temperature, the applied field, the demagnetizing field, etc., in the different stages of the experiment. The consistency of results from methods based on different principles supports their reliability (e. g. Biggin et al., 2015, Biggin and Paterson, 2014, Calvo-Rathert et al., 2016, De Groot et al., 2013,

Monster et al., 2015). In the present study, the multi-method procedure was performed by comparing and averaging Thellier-type results, with the results obtained from multispecimen type determinations (MSP). For this reason, the data from the Thellier-Thellier and IZZI experiments mentioned above were reinterpreted using selection criteria commonly applied in paleointensity studies. For the comparison of results from different methods, Thellier type results were considered the main reference, since the latter have a rigorous physical foundation and a long experimental trajectory. On the other hand, this type of analysis was also useful to discuss and evaluate the performance of the MSP method when compared to Thellier-type methods.

Multispecimen methods are a kind of methods still under debate and evaluation. Two variants of the method have been applied, the original MSP-DB method (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnell, 2006) and the MSP-DSC (domain state correction) method (Fabian and Leonhardt, 2010), which includes a series of corrections that take into account the fraction of the magnetization used in the determination and the domain state of magnetic grains.

In the Apnia sequence, VADM values between 21.2 and 41.8 ZAm^2 have been obtained for the lower reverse-polarity section with the multi-method approach, while the transitional polarity flow yields a value of 42.9 ZAm^2 and in the upper normal-polarity section VADMs vary between 50.9 and 70.5 ZAm^2 . In the Lower-Korkhi subsection, the VADMs vary between 24.2 to 56.1 ZAm^2 , while in the Upper-Korkhi subsequence, a single very strong paleointensity value has been obtained, which yields a VADM of 128 ZAm^2 .

On the other hand, in the Dashbashi sequence, only the multispecimen method without corrections (MSP-DB) has been applied, yielding VADMs between 15.9 ZAm^2 and 85.2 ZAm^2 . Approximately 20% weaker paleointensities would be obtained if the paleointensity overestimation of the MSP-DB method with respect to the MSP-DSC method, which has been observed in some studies, is taken into account.

Studies of polarity transition records performed over the last decades have allowed to detect an asymmetric intensity behavior during polarity transitions of the Earth's magnetic field, consisting in a progressive decay prior to the directional transition and a fast recovery after completion of the polarity change (for recent reviews, see Laj and Channell, 2007; Valet and Fournier, 2016). On the other hand, studies of the time-averaged magnetic field, which describes the intensity of periods of stable polarity, yield two different types of results. Several authors (Juárez et al., 1998; Tauxe, 2006; Selkin and Tauxe, 2000), obtain rather low values between 42 and 48 ZAm^2 while others consider that the time averaged field has an intensity similar to the present one ($\sim 80 \text{ZAm}^2$) (e.g. Tanaka et al., 1995b).

VADM values obtained in the Apnia sequence in the sections before and after the transitional polarity yield 36.6 and 54.6 ZAm^2 , respectively, with the Thellier type determinations with the CCRIT criterion, and 30.8 and 61.9 ZAm^2 , respectively, with the multi-method approach. It can be recognized that the VADM in the lower part of the sequence, before the polarity change, lies below the mean of the most recent estimates of the weak average field for the last 5 Ma, while that of the upper section lies above. Given the succession of polarities shown by the sequence, the record seems to fit the asymmetric intensity pattern described for polarity transitions, in which the low

intensities observed in the lower Apnia section correspond to the intensity decrease prior to the directional transition, and the higher ones to the intensity recovery after the transition.

In the Lower-Korkhi subsequence, mean VADMs of 41.1 and 37.4 ZAm^2 are obtained with both paleointensity determination approaches (Thellier & CCRIT and multi-method, respectively), together with a succession of apparently stable normal polarities. Thus, the record seems to agree with the interpretation of a low-intensity time averaged field. However, an intensity drop in a record prior to a directional polarity reversal cannot be ruled out. The Upper-Korkhi subsequence is a short record of reverse-intermediate polarities that produces a single VADM value of 128 ZAm^2 with the multi-method approach. This extreme value could fit into the description of a record at the final part of a polarity transition, where there is a high directional and intensity variability.

Resumen

Esta tesis es una contribución al conocimiento de la variabilidad en dirección e intensidad del campo magnético de la Tierra en periodos de tiempo geológicos. Se ha analizado el registro proporcionado por tres secuencias de coladas de lava basáltica, Apnia, Korkhi y Dashabashi, situadas en la meseta de Djavakheti, en el sector central del Cáucaso menor (Sur de Georgia). El periodo de tiempo que comprenden las secuencias objeto de estudio, determinado mediante dataciones K-Ar, va desde los 3.75 ± 0.25 Ma hasta los 1.85 ± 0.08 Ma. Los análisis realizados se basan en la capacidad de las rocas para registrar el campo magnético terrestre en el momento de su formación. La tesis proporciona información sobre tres áreas de estudio diferentes: 1) Las características de los minerales portadores de la magnetización, 2) las direcciones paleomagnéticas y 3) las determinaciones de la paleointensidad absoluta.

En primer lugar se realizaron experimentos de magnetismo de rocas y análisis de láminas delgadas para conocer las características de los minerales portadores de la magnetización y para seleccionar las muestras destinadas a los experimentos de paleointensidad. Se observaron curvas termomagnéticas reversibles e irreversibles. Las muestras con comportamientos irreversibles no fueron utilizadas en los experimentos de paleointensidad. El principal mineral portador de la magnetización identificado mediante los experimentos de magnetismo de rocas es la titanomagnetita con bajo contenido en titanio. En varias muestras también se identificó titanomagnetita con mayor contenido en titanio y en algunos casos titanomaghemita, producto de la oxidación a bajas temperaturas (maghemitización). Las curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM), curvas de *backfield* y los ciclos de histéresis indicaron un comportamiento pseudo-monodominio (PSD), que se interpreta como debido a una mezcla de granos SD y MD. Por otra parte, los análisis de microscopía han permitido observar exoluciones de ilmenita en la titanomagnetita, generados por procesos de oxidación deutérica a altas temperaturas. Este proceso indica que la magnetización registrada es una termorremanencia original. Los experimentos confirman que gran parte las rocas objeto de estudio en esta tesis son en principio adecuadas para la realización de experimentos de determinación de la paleointensidad absoluta.

En segundo lugar se llevaron a cabo experimentos de desmagnetización de la magnetización remanente natural (NRM) para la obtención de las direcciones paleomagnéticas registradas en cada una de las coladas de lava que constituyen las tres secuencias. Las secuencias de coladas de lava permiten obtener una sucesión de instantáneas de la dirección e intensidad del campo en el lugar donde se formaron las rocas, por lo que proporcionan un registro instantáneo y relativamente continuo a escala geológica del comportamiento del campo magnético terrestre (CMT). Para la interpretación de las direcciones paleomagnéticas se aplicaron diferentes tipos de análisis con el objetivo de caracterizar el comportamiento del campo registrado. Tras calcular los polos geomagnéticos virtuales (VGP, virtual geomagnetic pole) correspondientes a la dirección registrada en cada colada, se comparó su media con el polo geomagnético esperado para la misma edad. También se realizó un análisis de la

dispersión angular de estos VGP, respecto a su propia media y respecto al polo esperado, y una comparación con la dispersión de la variación paleosecular (PSV, paleosecular variation) esperada para la latitud y edad de las secuencias. Las direcciones estadísticamente similares se agruparon en grupos direccionales, que pueden proporcionar una imagen de la tasa de emisión de las coladas y con los que también se realizaron análisis de la dispersión angular de sus VGP medios.

La interpretación de los análisis aplicados a las direcciones paleomagnéticas ha permitido identificar diferentes comportamientos del CMT para cada secuencia. El registro del CMT de la secuencia de Apnia muestra de un tramo de polaridad inversa, seguido de una polaridad intermedia y un tramo de polaridad normal. La secuencia de Korkhi está dividida en dos subsecuencias de diferente edad mediante una superficie de erosión. Korkhi inferior muestra un registro de polaridades normales estables. En Korkhi superior se obtuvieron dos polaridades transicionales y seis polaridades inversas que muestran direcciones anómalas. En cuanto a la secuencia de Dashbashi, se han obtenido polaridades inversas en las tres secciones que la constituyen. Aproximadamente la mitad de las coladas presenta un VGP de baja latitud, inferior a 60°. La información obtenida no es suficiente para descartar un registro de régimen anómalo, un registro donde la PSV no ha sido correctamente promediada en el tiempo o posibles rotaciones tectónicas entre las diferentes secciones y/o de la secuencia completa.

La obtención de la paleointensidad absoluta registrada en las secuencias de coladas de lavas, se ha afrontado desde la propuesta de dos estrategias metodológicas diferentes, motivada por la dificultad en la obtención de datos fiables reflejada en los estudios de este tipo. La tendencia en este campo se dirige hacia un incremento de datos ideales disponibles en las bases de datos, que permitan realizar modelos del comportamiento del CMT más precisos.

La primera estrategia ha consistido en la interpretación de determinaciones de paleointensidad realizadas con técnicas de tipo Thellier, mediante la aplicación automática de un conjunto de criterios muy estricto, con el objetivo que obtener resultados de la mayor calidad. Los técnicas tipo Thellier tienen un fundamento físico riguroso y décadas de trayectoria experimental. En el presente estudio se emplearon el método original Thellier-Thellier (Thellier and Thellier, 1959) y el método IZZI (Yu et al., 2004). Los resultados de las determinaciones de paleointensidad se consideran fiables cuando cumplen un conjunto de criterios de selección que se aplican a modo de filtro, para evaluar la calidad de las condiciones del experimento, la presencia o ausencia de alteración y la cantidad de magnetización asociada a granos MD. El conjunto de criterios y valores umbral estrictos utilizados ha sido el propuesto por Cromwell et al. (2015b), denominado CCRIT (Tauxe et al., 2016). Estos criterios y valores umbral se han comprobado en especímenes magnetizados en un campo histórico o de laboratorio conocidos para confirmar su fiabilidad (Cromwell et al., 2015a; Tauxe et al., 2016). El análisis de los datos de paleointensidad puede implicar un cierto grado de subjetividad. Por esta razón y con la finalidad de conseguir unas interpretaciones objetivas, se han aplicado los criterios de selección de forma automática, utilizando el programa Thellier GUI (Shaar et al., 2013).

Las paleointensidades obtenidas mediante este enfoque en ocho de las coladas de lava de la secuencia de Apnia muestran en su tramo inferior de polaridad inversa un

momento axial dipolar virtual (VADM, virtual axial dipolar moment) de entre 28.6 y 45.6 ZAm². En el tramo superior de polaridad normal se obtuvo un VADM de 54.6 ZAm², en una única colada de lava. En la subsecuencia de Korkhi inferior se obtuvieron tres resultados con VADM relativamente bajos de 27.4, 46.2 y 49.8 ZAm².

El segundo planteamiento propone un enfoque multimétodo que busca proporcionar un criterio de fiabilidad adicional a los resultados de paleointensidad, mediante la coincidencia entre los resultados obtenidos con diferentes métodos, ya que los diferentes protocolos de determinación de paleointensidad utilizados se basan en la adquisición y destrucción de la magnetización en diferentes estados de equilibrio energético, en función de la temperatura, el campo aplicado, el campo desmagnetizador, etc., en las diferentes etapas del experimento. La consistencia de resultados procedentes de métodos basados en diferentes principios, respalda su fiabilidad (Biggin et al., 2015; Biggin y Paterson, 2014; Calvo-Rathert et al., 2016; De Groot et al., 2013; Monster et al., 2015). En el presente estudio, el procedimiento multimétodo se llevó a cabo comparando y promediando resultados de tipo Thellier, con los resultados obtenidos de determinaciones tipo multiespécimen (MSP). Para ello, se reinterpretaron los datos de los experimentos Thellier-Thellier e IZZI anteriormente mencionados, empleando criterios de selección usados comúnmente en los estudios de paleointensidad. En la comparación, se tomaron como referencia principal los resultados de tipo Thellier, ya que estos cuentan con un fundamento físico riguroso y una larga trayectoria experimental. Por otro lado, este tipo de análisis también fue útil para discutir y evaluar el rendimiento del método MSP en comparación con los métodos de tipo Thellier.

Los métodos de tipo multiespécimen pertenecen a una línea de técnicas todavía controvertida y en estado de evaluación. Se han aplicado dos variantes del método, el método original MSP-DB (Biggin y Poidras, 2006; Dekkers y Böhnell, 2006) y el método MSP-DSC (*domain state correction*) (Fabian y Leonhardt, 2010), que incorpora una serie de correcciones que tienen en cuenta la fracción de la magnetización utilizada en la determinación y el estado de dominios de los granos magnéticos.

En la secuencia de Apnia, con el enfoque multimétodo se han obtenido valores de VADM entre 21.2 y 41.8 ZAm² para el tramo inferior de polaridad inversa, mientras que la colada de polaridad transicional presenta un valor de 42.9 ZAm² y en el tramo superior de polaridad normal los VADM varían entre 50.9 y 70.5 ZAm². En la subsecuencia de Korkhi inferior los VADM varían entre 24.2 a 56.1 ZAm². Por último, en la subsecuencia de Korkhi superior se ha obtenido una única paleointensidad de valor muy elevado, que proporciona un VADM de 128 ZAm².

Por otra parte, en la secuencia de Dashbashi solo se ha aplicado el método multiespécimen sin correcciones (MSP-DB), con el que se han obtenido VADM de 15.9 ZAm² a 85.2 ZAm². Si tenemos en cuenta la sobreestimación de la paleointensidad del método MSP-DB respecto al MSP-DSC que se ha observado en algunos trabajos, cabría esperar unos valores de intensidad de aproximadamente un 20% inferiores.

El estudio de registros de inversiones de polaridad, realizado durante las últimas décadas, ha permitido establecer un comportamiento asimétrico de la intensidad durante las transiciones del campo magnético terrestre, que consiste en un decaimiento

progresivo previo a la transición direccional y una recuperación rápida después de la finalización del cambio de polaridad (para revisiones recientes, véase Laj y Channell, 2007; Valet y Fournier, 2016). Por otra parte, los estudios sobre el campo magnético promediado en el tiempo, que representa la intensidad de los periodos de polaridad estable, divergen en dos resultados diferentes. Por un lado se obtienen valores de entre 42 y 48 ZAm² (Juárez et al., 1998; Tauxe, 2006; Selkin and Tauxe, 2000) y por el otro se defiende un campo promediado en el tiempo de intensidad similar a la actual (~80 ZAm²) (e. g. Tanaka et al., 1995b).

Los valores de VADM medios obtenidos en los tramos previo y posterior a la polaridad transicional de la secuencia de Apnia, son respectivamente de 36.6 y 54.6 ZAm² con la estrategia de determinaciones tipo Thellier bajo el criterio CCRIT, y de 30.8 y 61.9 ZAm² con el enfoque multimétodo. Se puede observar que el VADM de la parte inferior de Apnia, antes del cambio de polaridad, está por debajo de la media de las estimaciones más recientes de campo promediado débil para los últimos 5 Ma, y en el tramo superior por encima. Dada la sucesión de polaridades que muestra la secuencia, el registro parece ajustarse al patrón asimétrico de intensidad descrito para las transiciones de polaridad, en el cual las intensidades bajas observadas en el tramo inferior de Apnia corresponden al decrecimiento de la intensidad previo a la transición direccional, y las superiores a la recuperación de las intensidades después de la transición.

En la subsecuencia de Korkhi inferior se obtienen VADM medios de 41.1 y 37.4 ZAm² con cada estrategia (Thellier & CCRIT y multimétodo, respectivamente), junto a una sucesión de polaridades normales estables, por lo que el registro parece coincidir con la interpretación de un campo promediado en el tiempo de baja intensidad. Sin embargo, tampoco se puede excluir un registro previo a una inversión de polaridad direccional, donde se observa una caída de la intensidad. La subsecuencia de Korkhi superior es un registro reducido de polaridades inversas-intermedias que produce un único valor de VADM de 128 ZAm² mediante el enfoque multimétodo. Este valor extremo, podría encajar en la descripción de un registro producido en la parte final de una transición de polaridad, donde hay una alta variabilidad direccional y de intensidad.

1. INTRODUCCIÓN



1.1. Campo magnético terrestre	11
1.2. Inversiones de polaridad	13
1.3. El registro de las inversiones de polaridad	14
1.4. Duración de las inversiones de polaridad	18
1.5. Características de las inversiones de polaridad	19
1.5.1. Comportamiento de la intensidad en relación con los cambios direccionales	20
1.5.2. Patrones direccionales	25
1.6. Campo geomagnético promediado en el tiempo de baja intensidad	27
1.7. Direcciones paleomagnéticas y paleointensidades en la meseta de Djavakheti: Antecedentes	28
1.8. Justificación, objetivos y aportación	33

En este capítulo se va a realizar una síntesis sobre el comportamiento y las características del campo magnético terrestre (CMT), poniendo especial interés en las inversiones de polaridad, de su estudio a través de los registros en materiales geológicos y de la información que se ha conseguido reunir hasta este momento. De esta forma se pone de manifiesto tanto los logros en este campo, como las carencias y cómo esta tesis supone una aportación al estudio del CMT antiguo registrado en rocas volcánicas.

1.1. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

El campo magnético terrestre (CMT) está generado por las corrientes de convección del núcleo exterior líquido de la Tierra, el cual está compuesto de hierro, níquel y algunos componentes más ligeros desconocidos, por lo que se trata de un fluido electro-conductor (Fig.1.1.). Se cree que la convección en el núcleo externo puede estar originada por el enfriamiento de todo el núcleo, la flotabilidad del núcleo externo por la diferencia de temperatura con el núcleo interno de hierro puro sólido y la rotación terrestre, además de por la propia interacción de este fluido con el campo magnético generado (Tauxe et al., 2010).

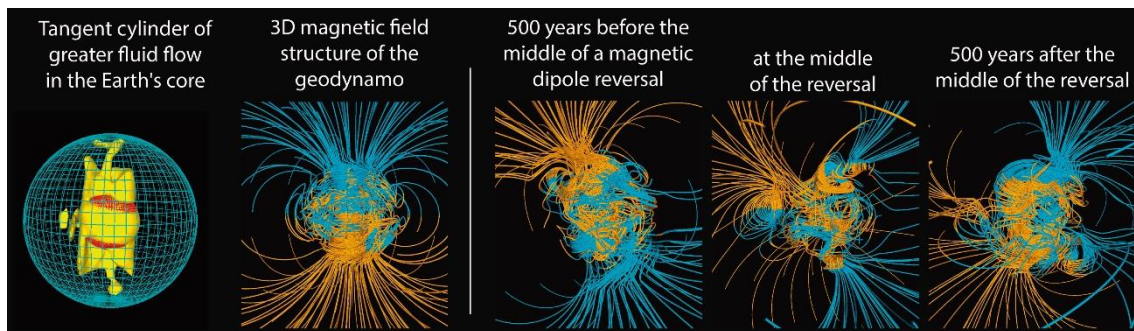


Figura 1.1. Modelo de la geodinamo terrestre (Glatzmaiers y Roberts 1995). La primera imagen simula la convección en el núcleo externo fluido que rodea el núcleo interno sólido. El límite núcleo interno - núcleo externo se representa por una malla roja. En azul para el límite núcleo-manto. En amarillo, la región del núcleo externo donde el flujo del fluido es mayor debido a la diferencia de temperatura con la superficie del núcleo interno ("tangent cylinder"). Su forma cilíndrica-helicoidal es provocada por la rotación terrestre. La segunda imagen muestra la geometría del campo magnético generado en el núcleo externo. Las líneas de campo son azules donde el campo se dirige hacia adentro (polo norte) y naranjas hacia afuera (polo sur). Las tres imágenes siguientes representan una inversión del dipolo magnético: 1) Campo geomagnético inverso, donde el polo geomagnético sur coincide con el polo norte geográfico, 500 años antes de un cambio de polaridad; 2) campo durante una inversión de polaridad; y 3) campo geomagnético normal, donde el polo geomagnético norte coincide con el polo norte geográfico, 500 años tras un cambio de polaridad. <https://websites.pmc.ucsc.edu/~glatz/geodynamo.html>

En la superficie de la Tierra, el campo generado por esta dinamo autoinducida se modeliza matemáticamente en primera aproximación como un dipolo magnético alineado, con cierta inclinación (aproximadamente 10°), con el eje de rotación terrestre y centrado en la Tierra (GAD, geocentric axial dipole). En 2015 el polo geomagnético dipolar norte se localizó en las coordenadas 80.37°N , 72.62°W y el sur en 80.37°S , 107.38°E (IGRF, www.ngdc.noaa.gov/geomag/faqgeom.shtml). Por convenio, el dipolo terrestre actual se considera de signo negativo. Las líneas de campo magnético apuntan hacia el interior de la Tierra en el polo norte y hacia el exterior en el polo sur (Fig.1.1.).

Además de una componente dipolar dominante, también intervienen componentes no dipolares de menor influencia (entre el 10 y el 20%) (Fig. 1.2.), que se modelizan como cuadrupolos, octupolos, etc. añadidos al dipolo axial. También existe una pequeña contribución de campo magnético externo (ver Merrill et al., 1996; Merrill y McElhinny, 1983), la cual no es abordada en el paleomagnetismo.

El CMT varia con el tiempo, tanto en intensidad como en dirección a causa de los movimientos de los flujos convectivos en el núcleo externo. Según la magnitud, duración y su carácter local o regional se pueden distinguir diferentes tipos de variaciones, como la variación secular (SV, secular variation), excursiones geomagnéticas o inversiones de polaridad.

La variación secular es la variación lenta, constante y errática que experimenta el CMT en dirección e intensidad con el tiempo, respecto al polo geográfico. Muestra periodos del orden de 10^1 - 10^4 años, y se manifiesta tanto en la fracción dipolar como en la no dipolar del CMT (Bloxham et al., 1989). Se origina por la interacción de los flujos convectivos con el límite núcleo-manto, ya que en la parte superior del núcleo externo la conductividad del fluido es mayor (Gubbins y Herrero-Bervera, 2007). Actualmente, en España, se puede observar una variación de la dirección del campo de 0.12° /año hacia el oeste y de la intensidad de 21 nT/año (www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/?model=igrf#igrfwmm). La deriva de la declinación del CMT hacia el oeste está asociada al efecto de la rotación terrestre.

A una escala temporal mayor, del orden de 10^3 a 10^4 años, se producen las inversiones de polaridad. Durante este periodo el campo dipolar se desestabiliza debido a una caída de intensidad, durante la cual el polo geomagnético virtual (VGP, virtual geomagnetic pole) tiene un comportamiento errático, alrededor de latitudes bajas. Un VGP es el punto en la superficie terrestre que corresponde a los polos del dipolo axial imaginario (se suele tomar el polo que coincide con el norte geográfico), que generaría la dirección del CMT observada en una ubicación particular de la Tierra. El periodo durante el que la dirección del CMT tiene un comportamiento errático se denomina periodo transicional y puede tener una duración de entre 1000 y 8000 años (Merrill y McFadden, 1999). Finalmente, la inestabilidad del CMT se resuelve en un cambio de signo del dipolo, es decir, en un cambio direccional donde los polos se invierten de posición geográfica (Fig. 1.1.) y una recuperación de la intensidad. Cuando la desestabilización del campo no se resuelve en un cambio de polaridad y el VGP vuelve a su posición inicial tras haberse desplazado por latitudes más bajas, incluso opuestas, se denomina excursión geomagnética. Es importante diferenciar una excursión geomagnética de un gran evento de variación secular o de dos inversiones de polaridad consecutivas (Gubbins, 1999).

Durante este trabajo se han observado indicios de inestabilidad en cuanto a inversiones de polaridad y momentos anteriores y posteriores a estas, registrados en todas las secuencias analizadas, y es por ello, que la introducción a la tesis se va a enfocar hacia esos aspectos.

1.2. INVERSIONES DE POLARIDAD

Las inversiones de polaridad son una de las más destacadas manifestaciones de la existencia del mecanismo de la geodinamo. Este mecanismo se origina en el interior de la Tierra y es el responsable de que el CMT se asemeje a un campo dipolar en el que los polos se pueden invertir de posición (Glatzmaiers et al., 1995) (Fig.1.1.).

El estudio de las características de las inversiones geomagnéticas permite entender los procesos que ocurren en el núcleo exterior y que dotan al CMT de su principal característica, una geometría aproximada a un campo generado por un dipolo magnético axial. Cuando la intensidad del dipolo axial disminuye, debido a variaciones en el flujo y termodinámica del núcleo externo (Glatzmaier y Coe, 2015), el campo pasa a tener una geometría predominantemente no dipolar (Fig.1.1.). Esta se ve reflejada por un comportamiento errático del polo geomagnético virtual (VGP, virtual geomagnetic pole) que se sitúa principalmente alrededor de latitudes bajas. La etapa caracterizada por este comportamiento se denomina periodo transicional, en el cual el CMT muestra direcciones intermedias y una baja intensidad.

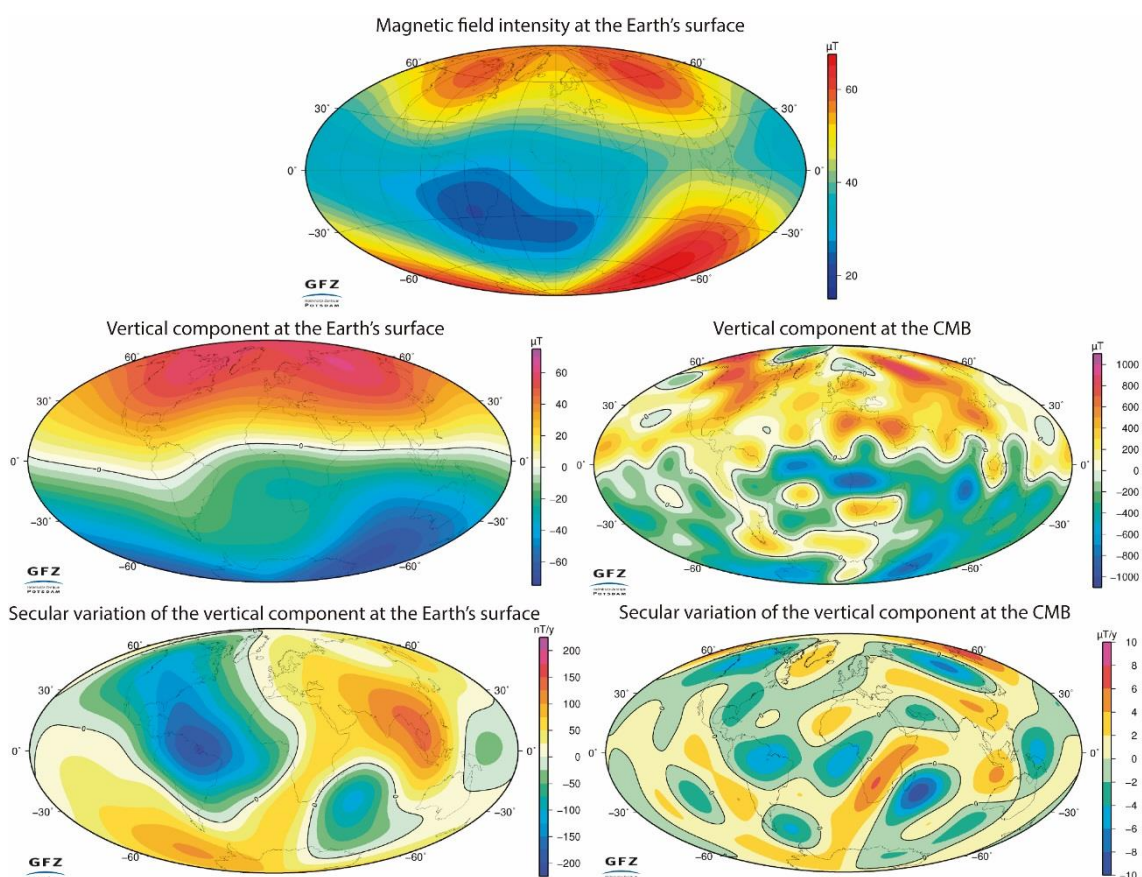


Figura 1.2. Modelos DCO (dedicated core field model) derivados de datos proporcionados por satélites Swarm, German Research Helmholtz Centre Potsdam-Centre for Geosciences (GFZ) 2016 (www.gfz-potsdam.de/en/section/geomagnetism/topics/). Intensidad del campo magnético en la superficie de la Tierra. Componente vertical del campo magnético en la superficie de la Tierra y en el límite núcleo-manto (CMB). Variación secular de la componente vertical del CMT en la superficie de la Tierra y en el CMB.

Como ya se ha comentado en el apartado anterior, los periodos transicionales pueden resolverse en una inversión de polaridad completa cuando se observa que el VGP cambia a una posición opuesta a la inicial. Si el polo vuelve a la posición inicial, lo que se ha producido es una excursión geomagnética.

Tradicionalmente se toma como VGP transicionales aquellos que distan del polo geomagnético promediado como estable más de 40° (Wilson et al., 1972) o 45° (Watkins, 1973). Otro valor comúnmente usado en polos obtenidos en secuencias de lavas es el de 60° (e. g. Love, 2000). Se trata de ángulos de corte estáticos, que no tienen en cuenta la variación secular con la latitud (Valet y Herrero-Bervera, 2007). Un grupo de VGP puede tener una baja latitud y representar un comportamiento estable del CMT provocado por la variación secular, que en ese momento también se sitúa en latitudes más bajas, por lo que en función del comportamiento de toda la población de VGP analizados, una latitud baja en todo el conjunto, puede no ser diagnóstica de una polaridad transicional. Para una aplicación más estricta de un ángulo de corte que diferencie los polos transicionales, este debe calcularse en función de la dispersión de los polos que se están analizando, teniendo en cuenta la observación de que a mayores latitudes la dispersión de los VGP es más alta, dentro de un régimen estable del CMT. Vandamme (1994) propone un método para la obtención de un ángulo de corte variable para polos transicionales, basado en la amplitud de su dispersión angular.

La variación secular es la variación continua del CMT, asociada a cambios de flujo del núcleo externo y al límite núcleo-manto (Bloxham et al., 1989). Se caracteriza por variaciones en dirección e intensidad relativamente pequeñas y suaves durante los periodos de estabilidad magnética (Fig. 1.2.). La variación secular puede ayudar a diferenciar periodos de régimen de campo estable de periodos transicionales, mediante la medida de la dispersión de los VGP de un determinado registro y su comparación con la dispersión producida por la variación secular. Si la dispersión obtenida difiere de la esperada en momentos estables bajo el efecto de la variación secular, se trata de un registro de VGP transicionales. Además, caracterizando la dispersión de los VGP como originada por la variación secular o por una fase transicional del CMT, es posible definir el intervalo del cambio direccional con exactitud, dentro de un registro que abarque tanto tramos de régimen estable como tramos de régimen transicional del CMT (Valet y Fournier, 2016). Por otra parte, hay que tener en cuenta que el campo local, producido por las irregularidades en la geometría de la suma del campo dipolar y no dipolar puede enmascarar la interpretación del régimen del CMT.

1.3. EL REGISTRO DE LAS INVERSIONES DE POLARIDAD

La magnetización adquirida por coladas de lava durante su enfriamiento en presencia de un campo externo proporciona una información más real del campo magnético en un determinado momento que otro tipo de registros (e. g. las rocas sedimentarias). El enfriamiento se produce a través de un rango de temperaturas de bloqueo de los minerales portadores de la magnetización (e. g. magnetita) en el que la magnetización remanente natural (NRM, natural remanent magnetization) es adquirida mediante un proceso térmico, por lo que se denomina magnetización termorremanente (TRM, thermoremanent magnetization). En contraste con los materiales sedimentarios, la adquisición de TRM por las coladas de lava se comprende bien y se ha descrito por la teoría de Néel (1955), que explica la fiabilidad de la señal. Se trata de un proceso

instantáneo en términos geológicos y que, por tanto, permite registros del campo local total, incluidas sus contribuciones dipolar y no dipolar. Además, la TRM de las coladas de lava se adquiere en un tiempo corto en comparación con las constantes de tiempo de la variación secular. Por lo tanto, cada lava da una imagen puntual de la dirección e intensidad local del campo. Las determinaciones de la intensidad absoluta del campo antiguo, a partir de ahora la paleointensidad, solo se puede obtener a partir de TRMs y son particularmente fiables a partir de estas rocas, por su reproducibilidad en el laboratorio. De modo que, en principio, los registros proporcionados por secuencias de coladas consecutivas permiten estudiar las variaciones en intensidad y dirección del CMT, ya sea durante periodos estables, donde se registra la variación secular, o durante periodos inestables, como una transición de polaridad (Fuller et al., 1979) (Fig. 1.3.).

Sin embargo, estos registros presentan un inconveniente. Tan solo aquellas secuencias con una tasa de emisión conocida y regularmente distribuida en el tiempo permiten establecer una cronología detallada, apoyada en dataciones radiométricas, adecuada para identificar la sucesión de eventos dentro de una transición de polaridad. No es fácil distinguir entre la variación en la velocidad de emisión y la variación del comportamiento del campo con el tiempo (Fuller et al., 1979). A escala de tiempo geológico, las inversiones de polaridad duran tan poco tiempo que limitan la capacidad de los mejores registros paleomagnéticos para resolver el comportamiento del campo transicional. Aun así, las secuencias de lavas en general nos permiten estudiar tramos del registro del CMT con bastante precisión, los cuales pueden ser correlacionados entre sí.

Los registros sedimentarios (long-cores oceánicos y lacustres) proporcionan un registro de paleointensidad relativo, donde la magnetización se encuentra promediada en el tiempo y por lo tanto presenta una baja resolución (ejemplo en Fig. 1.3.). Esto es debido al mecanismo de adquisición de la magnetización y a la tasa de sedimentación. Las rocas sedimentarias presentan una magnetización remanente detrítica (DRM, detrital remanent magnetization), la cual es adquirida en el momento en el que las partículas detríticas se están sedimentando. Estas partículas ya están magnetizadas con anterioridad y se van a orientar en la dirección del campo magnético presente en el momento en que son bloqueadas. La magnetización que se obtiene finalmente en una muestra, es un promedio del CMT registrado durante el periodo de tiempo que dura la sedimentación, por lo que la velocidad de la tasa de sedimentación va a afectar al registro. Además, las tasas de sedimentación abarcan mayores periodos de tiempo que las tasas de enfriamiento en lavas. Por otra parte, los sedimentos también están sujetos a modificaciones postdeposicionales por la acción de organismos, compactación o diagénesis, que afectarán a la DRM registrada generando una nueva magnetización a la que se denomina magnetización remanente postdeposicional (pDRM). Se han logrado avances considerables ajustando la variación del carbono en las secuencias sedimentarias a las variaciones orbitales de la Tierra con una precisión superior a 20 ka (Imbrie et al. 1992). Sin embargo, este lapso de tiempo excede la duración de las inversiones y es difícil determinar variaciones geomagnéticas rápidas con una precisión temporal adecuada (Valet y Fournier, 2016). Los campos transicionales débiles y los procesos deposicionales, al igual que en las rocas ígneas, contribuyen a aumentar la inestabilidad del registro y afectan a su reproducibilidad. Además de los procesos deposicionales, controlados por las variaciones climáticas que pueden hacer variar el porcentaje de minerales magnéticos, otros factores como la magnetización viscosa y la remagnetización pueden enmascarar el registro (Hartl y Tauxe, 1996).

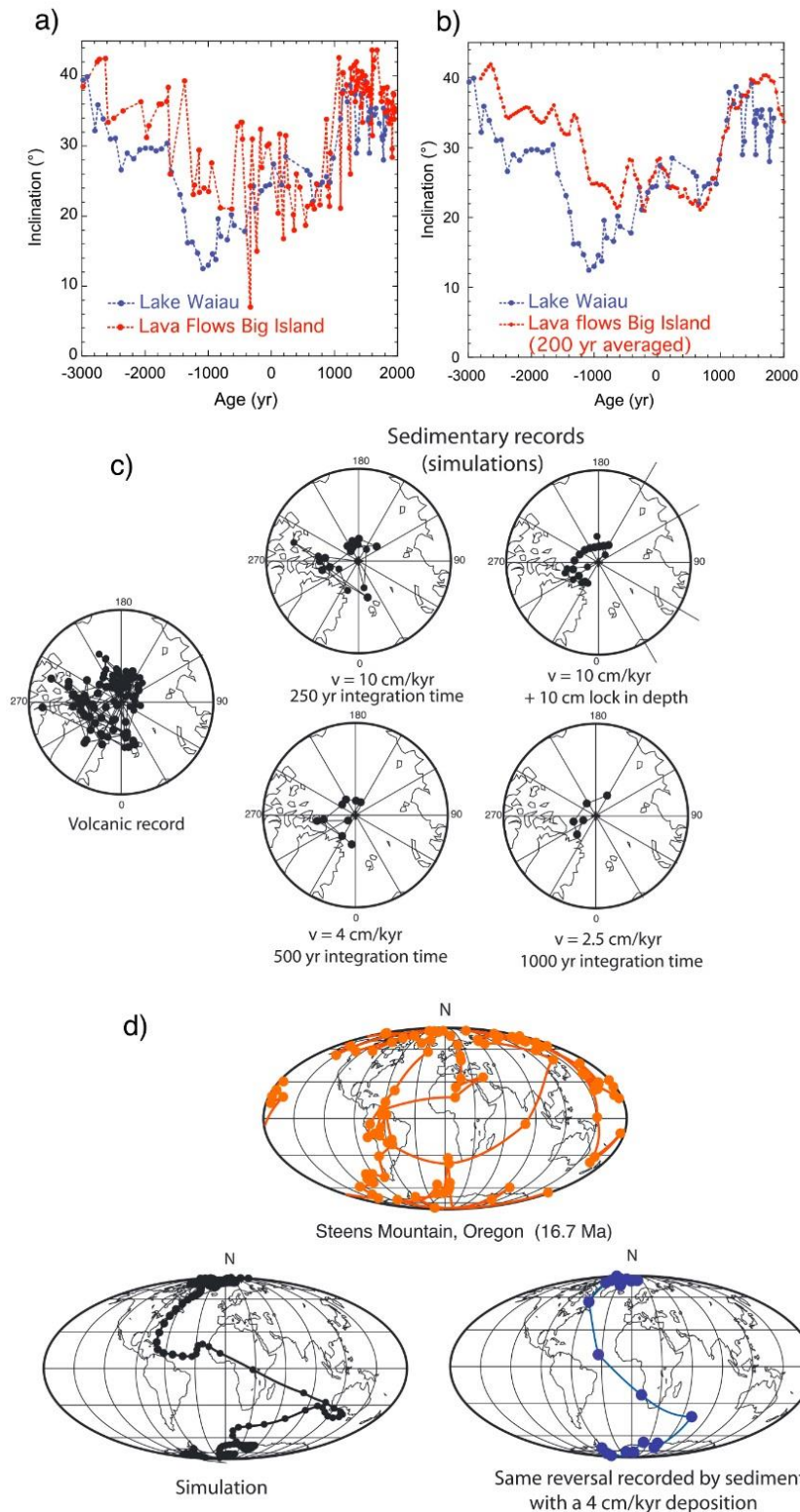


Fig.1.3. (a) Inclinación del CMT registrada en secuencias volcánicas y sedimentarias de la misma edad (16.7 Ma) y ubicación (Isla de Hawái). (b) Resultado tras promediar el tiempo de los datos volcánicos de la Fig.1.3.a en intervalos de 200 años. (c) Polos geomagnéticos virtuales (VGP) correspondientes a los datos de la Fig.1.3.a. Los VGP sedimentarios se han recalculado usando diferentes tasas de depósito. (d) En naranja, inversión registrada en Steens Mountain (Oregón) (Mankinen et al., 1985; Prévot et al., 1985b). En negro, simulación de la inversión de Steens Mt. controlada por un campo no dipolar. En azul, simulación de la inversión de Steens Mt. registrada por sedimentos con una tasa de depósito de 4 cm/ka. Tomado de Valet y Fournier, (2016).

Los registros volcánicos aportan una imagen precisa de la dirección e intensidad del CMT en un momento concreto, que es la emisión de cada colada de lava, mientras que los registros sedimentarios permiten obtener datos sobre la evolución y variabilidad de la intensidad durante largos periodos de tiempo, pero no proveen de valores de paleointensidad precisos.

Para el estudio de las inversiones de polaridad es necesario combinar el análisis de registros volcánicos, de registros sedimentarios y la elaboración de modelos de la geodinamo terrestre. Cada enfoque tiene sus ventajas y limitaciones, y juntos complementan la información de la que disponemos para conocer el comportamiento del CMT. Los registros paleomagnéticos volcánicos y sedimentarios son complementarios, pero ambos pueden ser incompletos y no reflejar con detalle la complejidad del comportamiento del campo durante las inversiones de polaridad. Las simulaciones de la geodinamo proporcionan un enfoque teórico al estudio de este comportamiento, pero tienen limitaciones en cuanto a los parámetros apropiados para la modelización de los procesos que ocurren en el núcleo terrestre (Coe y Glen, 2013). El uso de los tres enfoques p ha permitido observar que algunas inversiones son mucho más complejas de lo que típicamente se ha descrito, por ejemplo, con episodios de cambio del campo muy rápido y oscilatorio.

Otra fuente de información sobre el CMT son las anomalías del fondo oceánico. El descubrimiento de anomalías magnéticas marinas confirmó la expansión del suelo oceánico (Vine y Matthews 1963) y permitió extender la escala de tiempo de polaridad geomagnética (GPTS, geomagnetic polarity time scale) de 5 Ma (Cox, 1969) hasta los 160 Ma (Vine, 1966; Heirtzler et al., 1968; Lowrie y Alvarez, 1981). Desde entonces, la sucesión de los intervalos de polaridad se ha estudiado ampliamente y se ha utilizado para construir escalas de tiempo magnetoestratigráficas que unen las bioestratigrafías, las estratigrafías isotópicas y las edades absolutas (Opdyke y Channell, 1996). Sin embargo, proporcionan poca información sobre el comportamiento de las inversiones de polaridad.

La colisión de los rayos cósmicos con la atmosfera terrestre genera cosmonucleidos, entre ellos el ^{10}Be , el cual tiene una vida media de 1.4 Ma (Beer et al., 2012). La cantidad de partículas cósmicas que llega a la atmosfera, y por lo tanto el ^{10}Be que se produce y que después llega a la superficie terrestre, depende del aislamiento que proporciona el CMT y por lo tanto de la latitud. Las partículas se desplazan de forma helicoidal a lo largo de las líneas de campo, esto hace que se acerquen más a la atmósfera en latitudes altas. Las variaciones de la intensidad del CMT también afectan a la producción de ^{10}Be en bajas latitudes, generando más isotopos durante los picos de baja intensidad (Raisbeck et al., 1985), por lo que el ^{10}Be total, que se redistribuye por la circulación atmosférica, es un buen indicador de los cambios geomagnéticos con el tiempo y permite estimar indirectamente las variaciones del campo en registros sedimentarios. Los estudios realizados hasta el momento, indican que no siempre coinciden las variaciones en ^{10}Be con las variaciones en paleointensidad relativa, sobre todo en momentos previos y posteriores a la transición direccional (Carcaillet et al., 2004; Raisbeck et al., 2006; Suganuma et al., 2011; Ménabréaz et al., 2014; Valet et al., 2014). Además, existen otros inconvenientes en la interpretación de las variaciones de ^{10}Be como la normalización de los valores de ^{10}Be para compensar la producción local y otros limitadores de la producción que pueden existir.

1.4. DURACIÓN DE LAS INVERSIONES DE POLARIDAD

Las inversiones de polaridad se consideran eventos rápidos en comparación con la duración de los intervalos de polaridad normal e inversa. Los intervalos de larga duración, denominados crones y con una polaridad predominante normal o inversa, tienen una duración del orden de 10^5 o 10^6 años, con las excepciones de los supercrones del Cretácico (118-183 Ma) y el Kiaman (Carbonífero tardío-final del Pérmico), que tienen una duración de decenas de millones de años. Dentro de los intervalos de polaridad de larga duración existen episodios más cortos de polaridad opuesta, los subcrones, cuya duración es del orden de 10^4 a 10^5 años (Cox et al., 1964). A una escala menor, la variación secular muestra periodicidades del orden de 10^2 a 10^4 años.

La duración de la transición de una polaridad a otra, según los cálculos de los primeros estudios de este tipo (e. g. Cox, 1969), es aproximadamente del orden de 10^3 a 10^4 años, de uno a dos órdenes de magnitud menor que las épocas de polaridad estable. Estudios posteriores precisan la duración del cambio en dirección en periodos de 4 a 5 ka (e. g. Hoffman, 1989; Laj, 1989; Merrill et al., 1996). Actualmente, todavía no se conoce con precisión el tiempo en que se produce una inversión polaridad. Por otra parte, los trabajos realizados hasta el momento coinciden en que las inversiones comienzan con una disminución previa de la intensidad (e. g. Valet et al., 2005), es decir, la transición en intensidad comienza antes que la transición en dirección. Se han realizado estimaciones para la duración de la transición en dirección que van desde 2 a 18 ka (e. g. Clement, 2004; Glatzmaier y Coe, 2015; Singer et al., 2005). Estas estimaciones de duración son menores que las calculadas para el tiempo de decaimiento libre de la geodinamo (20 ka), lo que indica que las inversiones no son el resultado de una desintegración pasiva del campo (Clement, 2004).

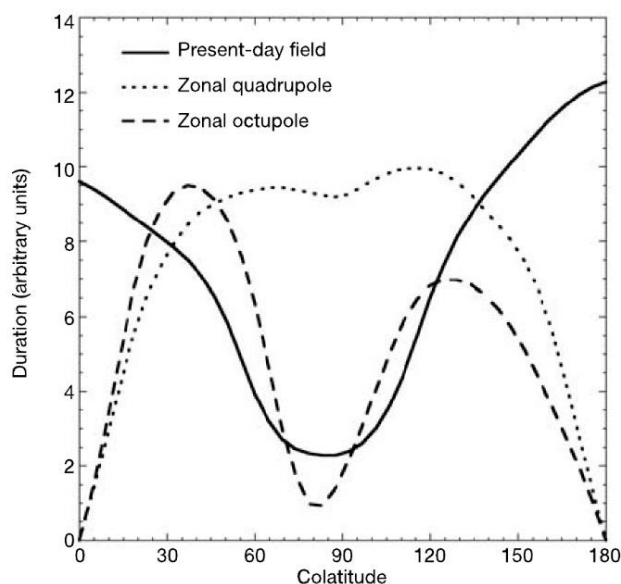


Figura 1.4. Variación de la duración de la transición de polaridad con la latitud en un modelo geométrico simple donde los campos no dipolares se mantienen mientras que el campo dipolar axial decae y cambia de dirección. Las duraciones para el campo no dipolar actual se calcularon para los sitios distribuidos a lo largo de la longitud 180° . Las duraciones están calculadas desde el comienzo de la disminución del dipolo y hasta el final del aumento del dipolo. Tomado de Clement (2004).

Por ejemplo, para el último cambio de polaridad correspondiente a un episodio de larga duración, la inversión Matuyama-Brunhes producida hace unos 780 Ka (Gradstein et al., 2005 entre otros), se obtienen diferentes intervalos de tiempo para la transición en dirección, variando entre 1 y 28 ka (e. g. Channell et al., 2004; Clement, 2004; Leonhardt y Fabian, 2007; Love y Mazaud, 1997; Singer y Pringle, 1996; Valet et al., 2012; Zhu et al.,

1994). Más recientemente, Sagnotti et al. (2014) obtienen una duración de tan solo 100 años. La duración del proceso parece tener relación con la latitud del sitio donde se toman los datos, ya que se observa una menor duración a bajas latitudes (Leonhardt y Fabian, 2007) (Fig.1.4). Además, los efectos locales de las componentes no dipolares del campo terrestre durante la transición también afectan a la duración de la inversión en función de la localización desde donde se observa. Clement (2004) lo atribuye a la persistencia de los campos no dipolares mientras se produce la caída del dipolo axial.

Existe una hipótesis sobre la existencia de cambios rápidos de dirección durante las transiciones. Ya en los años 80, sobre el estudio de uno de los mejores registros de transiciones polaridad, en Steens Mountains (Oregón), algunos trabajos observaron grandes cambios en la dirección del campo durante el enfriamiento de las lavas y la adquisición de la magnetización remanente (e. g. Bogue y Glen, 2010; Coe et al., 1995; Coe y Prévot, 1989). Estos trabajos estimaron cambios en la dirección del CMT con duración de pocas semanas y con tasas de 1°/día, 1°/semana o incluso 6°/día. La hipótesis de cambios rápidos en la dirección del CMT durante las transiciones de polaridad (Merrill y McFadden, 1999) es controvertida debido a que las estimaciones de la velocidad de variación del campo magnético en el núcleo externo (Bogue y Merrill, 1992) y de la conductividad eléctrica del manto inferior (Shankland et al., 1993) no permiten observar en la superficie de la Tierra este tipo de variaciones rápidas generadas en el núcleo exterior. En contraste, se obtienen tasas del orden de 1°/año en trabajos más actuales, como en el modelo de pico geomagnético levantino 980 B.C. (Fournier et al., 2015). Además se ha podido comprobar experimentalmente que en algunas ocasiones se puede producir una remagnetización durante el enfriamiento de las coladas de lavas (Valet et al., 1998; Coe et al., 2014) alterando las direcciones registradas. Las historias térmicas de las lavas y sus aureolas de contacto pueden afectar al registro del CMT. Los movimientos rápidos de los VGP encontrados en sedimentos lacustres u oceánicos están sujetos a las condiciones deposicionales que también pueden provocar remagnetización o mala adquisición de la magnetización. Los cambios direccionales rápidos dentro de las transiciones también podrían ser el resultado de efectos geométricos relacionados con alguna etapa de la transición (Brown et al., 2007).

Por otra parte, la frecuencia con la que se producen las transiciones de polaridad puede ser muy variable. La frecuencia de inversión promedio parece depender del grado de simetría ecuatorial del campo del dipolo no axial (NAD, non-axial dipole field), i.e. el campo total menos el término del dipolo axial (Glatzmaier y Coe, 2015). Las rocas de ambas polaridades se han documentado desde al menos el Arcaico tardío (Strik, 2003) y se ha podido observar que la frecuencia de inversión ha cambiado considerablemente a través del tiempo (Merrill et al., 1996; Opdyke y Channell, 1996).

1.5. CARACTERÍSTICAS DE LAS INVERSIONES DE POLARIDAD

El campo magnético es un vector, y por lo tanto es necesario disponer de valores de intensidad vinculados a los datos direccionales para analizar su comportamiento durante las inversiones de polaridad, y en los periodos previos y posteriores a ellas. Mediante la comparación de estos dos tipos de datos anexos (dirección e intensidad para un mismo momento), procedentes de diferentes cambios de polaridad, es posible establecer características dinámicas comunes en muchos de los registros estudiados hasta el momento.

1.5.1. Comportamiento de la intensidad en relación con los cambios direccionales

Una de las características generales deducida del estudio de los registros del CMT durante inversiones de polaridad, es una gran disminución en el dipolo axial, mientras que las componentes no dipolares pasan a tener un mayor peso e incluso a ser dominantes (Dagley y Lawley, 1974; Jacobs, 1994; Merrill y McFadden, 1999; Amit et al., 2010). Dicho de otra manera, las componentes no dipolares no disminuyen tanto como la componente dipolar, lo que provoca variaciones direccionales durante la disminución de la intensidad del campo total. Sin embargo, para que se produzcan direcciones transicionales es necesaria una geometría del campo local del sitio que permita reflejar la disminución de la componente dipolar, ya que pueden registrarse paleointensidades bajas, sin ir unidas a cambios direccionales (Valet et al., 2012).

Se puede calcular el valor del dipolo axial geocéntrico que generaría la paleointensidad observada en una determinada latitud. En función de si en el cálculo se emplea la inclinación paleomagnética de la unidad estudiada o la latitud geográfica de la misma, se utiliza la denominación de momento dipolar virtual (VDM, virtual dipolar moment) o momento axial dipolar virtual (VADM, virtual axial dipolar moment), respectivamente.

Aunque es posible encontrar momentos dipolares virtuales (VDM) bajos asociados a VGP de latitud alta, se establece de forma general que los VDM bajos están relacionados con latitudes VGP bajas (Fig. 1.5.), gracias a los registros paleomagnéticos de transiciones de polaridad.

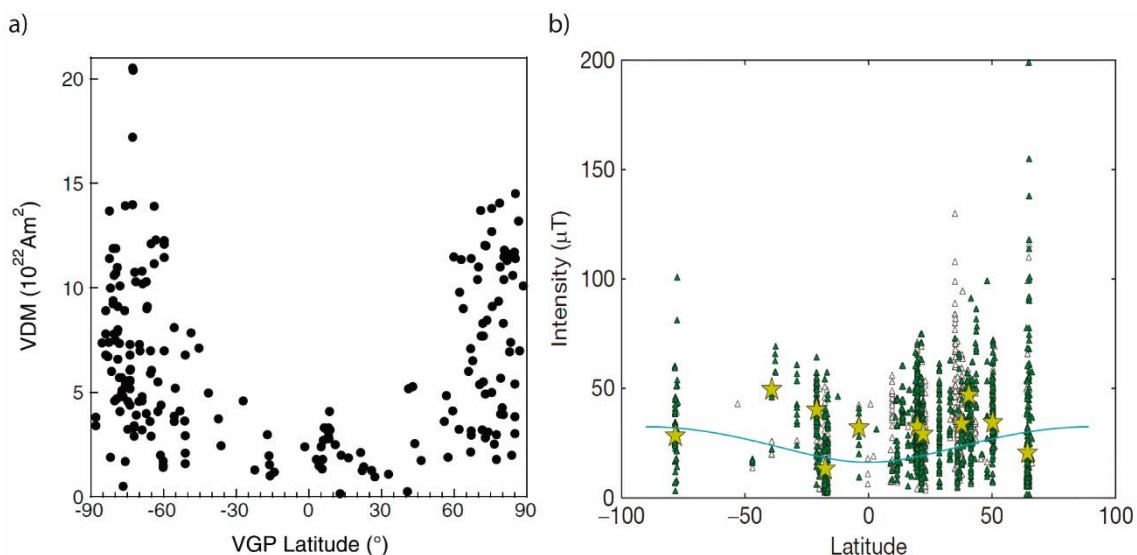


Figura 1.5. a) Momentos dipolares virtuales (VDM) en función de la latitud de los VGP a partir de los registros volcánicos de inversiones de polaridad con una amplia distribución de latitudes (Islas Canarias, Hawái, Oregón e Islandia) y de diferentes edades (Mioceno, Plioceno y Pleistoceno). b) Paleointensidad versus latitud para datos de los últimos 5 Ma correspondientes tanto a registros transicionales como de polaridad normal/inversa. Las estrellas son valores promediados para intervalos de 10° de latitud. La línea azul representa la intensidad esperada de un momento dipolar medio de $6.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Tomado de Tauxe y Yamazaki (2015).

Después de seis décadas de estudios sobre registros de inversiones de polaridad, tanto en materiales volcánicos como sedimentarios (véase las revisiones recientes de Laj

y Channell, 2007; Valet y Fournier, 2016), se ha establecido la existencia de un comportamiento asimétrico de la paleointensidad en la mayoría de las transiciones estudiadas (e. g. Bogue y Paul, 1993; Herrero-Bervera y Valet, 2005; Prévot et al., 1985b; Quidelleur y Valet, 1996; Valet et al., 1988). Se describe como una caída progresiva a largo plazo previa al cambio direccional, en contraste con una recuperación rápida e intensa tras la inversión. Este patrón es conocido como comportamiento en forma de "dientes de sierra" (en la bibliografía "*sawtooth-shape pattern*") (Valet y Meynadier, 1993; Valet et al., 1994; Meynadier et al., 1994).

Valet et al. (2005) obtiene una duración del decaimiento de la intensidad del campo de 60-80 ka y de unos pocos miles de años para su recuperación (Fig. 1.6.), a partir de los datos recogidos en SINT-2000 (recopilación de paleointensidades relativas de distribución global para los últimos 2000 años). Los registros en rocas volcánicas no pueden proporcionar una imagen continua de cómo varía la intensidad del CMT, pero sí aportan datos puntuales de alta resolución. Muestran valores de paleointensidad mucho más bajos en los momentos previos al cambio de polaridad respecto a los momentos posteriores. Por otro lado, las anomalías magnéticas del fondo oceánico (hasta 800 ka) también reflejan el comportamiento asimétrico de la intensidad durante las inversiones (Gee et al., 2000).

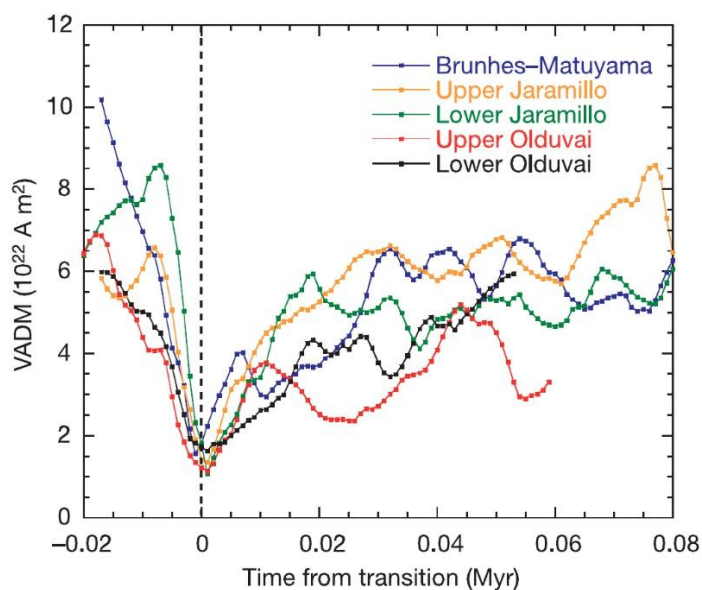


Figura 1.6. Variaciones de intensidad del CMT en cinco inversiones de los últimos 2 Ma. Los cambios en el momento axial dipolar virtual (VADM) durante los intervalos de 80 y 20 ka, previo y posterior al cambio de polaridad respectivamente, se han representado en superposición. Se puede observar la prolongada disminución en la intensidad de 60-80 ka anterior a las inversiones, y la rápida recuperación posterior. Tomada de Valet et al. (2005).

Sin embargo, la evidencia experimental para la hipótesis de un patrón de diente de sierra es controvertida. Se han observado en algunos registros escalones en el decaimiento previo de la intensidad, de aproximadamente 15 ka, lo que contradice el patrón asimétrico (Tauxe y Yamazaki, 2015; Valet, 2003). Por otra parte, la rápida recuperación de la intensidad del campo después de la inversión tampoco aparece en la reconstrucción de la transición que mejor se conoce, la transición Matuyama-Brunhes, realizada por Leonhardt y Fabian (2007). A partir de la comparación de datos paleomagnéticos (volcánicos y sedimentarios) con los resultados proporcionados por modelos numéricos de la geodinamo, se observa que los registros de intensidad pre y post-transicional son simétricos con respecto a la inversión. En el estudio de Linder y Leonhardt (2009), sobre cuatro inversiones miocenas registradas al este de Islandia, tampoco se observó un comportamiento que se ajuste al patrón de "dientes de sierra".

Aun así, predominan los registros donde se observa este comportamiento, que, por regla general, la comunidad científica ha aceptado para su uso en la comparación de paleointensidades pre-, sin- y post-transicionales.

En los mismos trabajos que definen el comportamiento en forma de "dientes de sierra", se han descrito fluctuaciones a corto plazo superpuestas a la disminución progresiva de la intensidad. Posteriormente, numerosos trabajos, donde también se obtienen estas oscilaciones, las definen como precursores de la inversión, tanto en registros volcánicos a partir de la paleointensidad absoluta (e. g. Coe et al., 2004; Gratton et al., 2007; Mochizuki et al., 2011), como en sondeos de sedimentos oceánicos a partir de la paleointensidad relativa (e. g. Channell et al., 2004; Hartl y Tauxe, 1996). Además, los precursores de paleointensidad suelen coincidir con direcciones intermedias. Por otro lado, también existen registros donde, después de un período de intensidad mínima (y direcciones intermedias), se puede observar un pico de intensidad justo antes del cambio completo de dirección (e. g. Moulin et al., 2012; Niitsuma, 1971; Prévot et al., 2003; Watkins, 1969).

Otra característica importante es la correlación existente entre la magnitud del aumento en la intensidad tras la inversión y la duración del intervalo de polaridad posterior (Valet y Meynadier, 1993). Cox (1968) ya estableció previamente una relación positiva entre la duración de un intervalo de polaridad y la intensidad promedio del campo durante ese intervalo. Según Valet y Meynadier (1993), tras una inversión de polaridad la intensidad del campo se regenera durante un tiempo prolongado, equivalente a la magnitud de la caída de intensidad experimentada durante la inversión, de forma que el decaimiento del campo también será proporcional a la amplitud del aumento de intensidad posterior y por lo tanto a la duración del intervalo de polaridad estable tras la inversión de polaridad. También existen observaciones acerca de la relación entre la intensidad del campo promediada en el tiempo y la frecuencia de inversión (Constable et al., 1998; Valet et al., 2005).

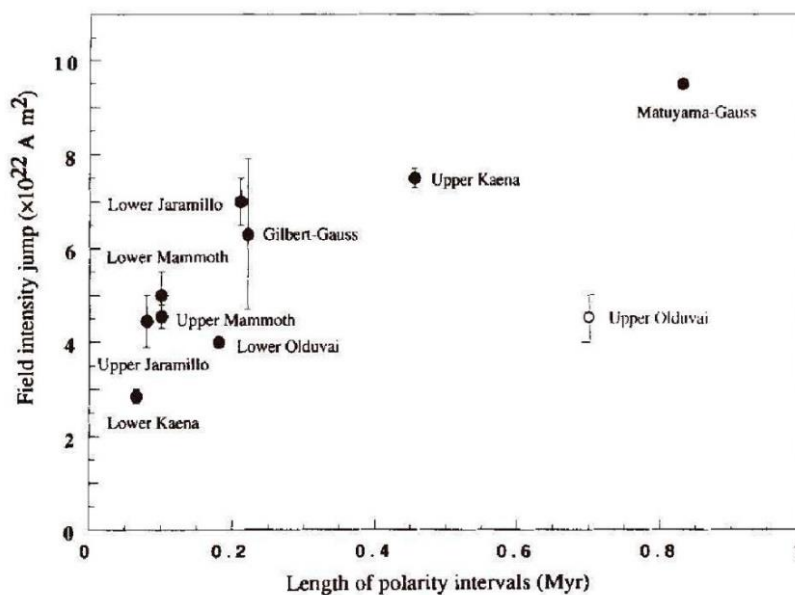


Figura 1.7. Relación entre la amplitud del campo dipolar tras una inversión de polaridad y la longitud del intervalo de polaridad posterior mostrada para varias transiciones de polaridad. La intensidad de campo tras la inversión Olduvai superior no encaja con la tendencia general (ver Valet y Meynadier, 1993).

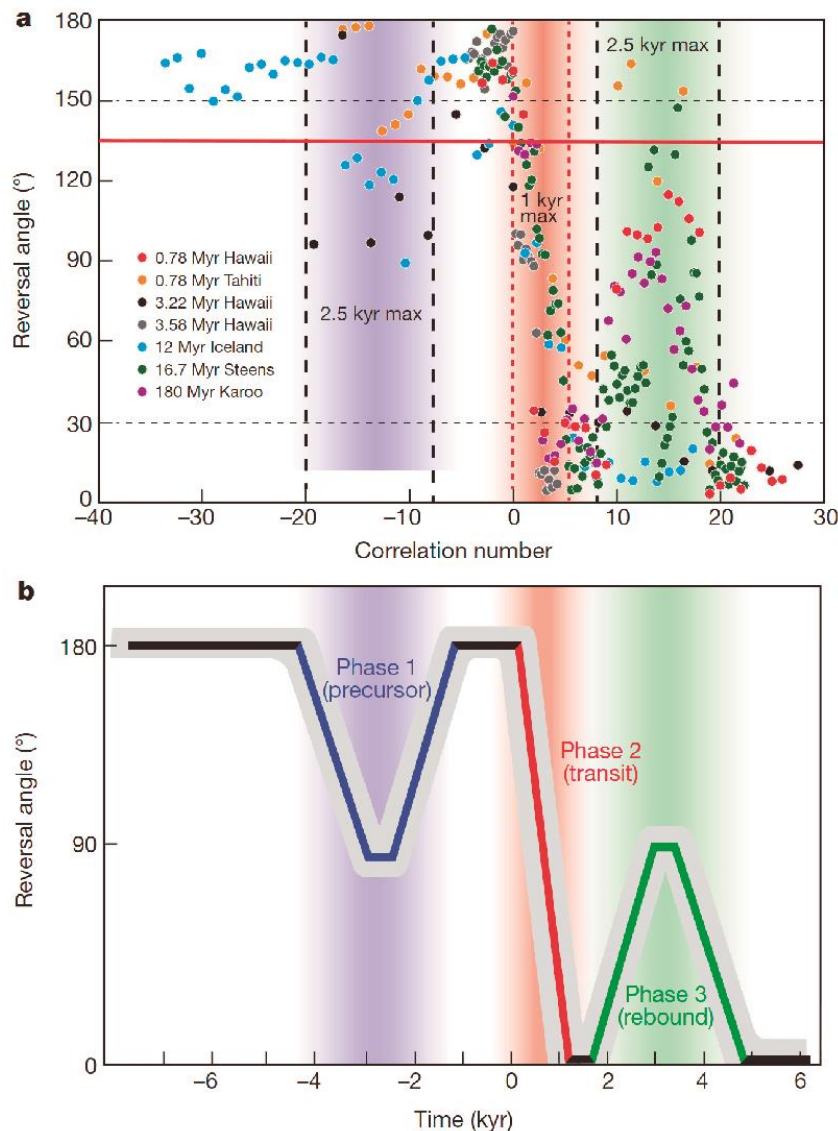


Figura 1.8. a) Representación del ángulo de inversión de algunos de los registros volcánicos más detallados frente a un número de correlación que se relaciona linealmente con el número de emisiones de coladas de lava. El ángulo de inversión es el ángulo entre la dirección paleomagnética registrada en el sitio y la dirección del dipolo axial actual calculada para el mismo el sitio. Se utiliza este parámetro en lugar de la latitud VGP porque se considera que ofrece una mejor descripción de la evolución y la variabilidad del vector paleomagnético local. Los datos de los registros se han representado haciendo coincidir sus características direccionales y asumiendo una duración similar de cada uno de ellos. De esta forma se ha calculado la duración de las sucesivas fases de inversión (Valet et al., 2012). b) Duración de las fases de una inversión de polaridad (precursor, cambio de polaridad y rebote) establecida por Valet et al. (2012) frente a un modelo del comportamiento del ángulo de inversión.

Valet et al. (2012) dividen el proceso de inversión en tres fases en cuanto a la variación direccional, a partir de la correlación de diez de los registros volcánicos más detallados, los cuales hace coincidir por sus características direccionales y asumiendo una duración similar de cada uno de ellos (Fig. 1.8.a). Las fases se dividen en precursor, transición (cambio de dirección de 180°) y rebote (Fig. 1.8.b). Esta correlación, además les permite establecer la duración de cada una de las fases. Proponen 2.5 ka para las fases precursor y rebote y 1 ka para la transicional (Fig. 1.8.a), siendo la primera y la última provocadas por una amplia variación secular del campo no dipolar, en presencia

de un campo dipolar débil. Esto conlleva que no siempre se produzcan, ya que el campo no dipolar puede variar según la geometría del campo local/en el sitio, como ya se ha mencionado. Por el contrario, la fase de cambio de dirección está controlada por un proceso diferente al de la variación secular. Hay que tener en cuenta que también puede no producirse alguna de las tres fases debido a que el campo dipolar no disminuye lo suficiente o a que la relación dipolar-no dipolar puede variar de una inversión a otra o (Valet y Fournier, 2016). En la tabla 1.1. se muestra una lista de registros volcánicos de inversiones de polaridad ordenados por las fases direccionales propuestas por Valet et al. (2012) que aparecen en ellos. Estas fases también se pueden encontrar en registros sedimentarios con buena resolución (e. g. Channell et al., 2004; Niitsuma, 1971).

Precursor y cambio de dirección 180°	Cambio de dirección 180°	Cambio de dirección 180° y rebote	Precursor, cambio de dirección 180° y rebote
Goguitchaichvili et al., 2009 (~3.6 Ma, G-G, Georgia)	Herrero-Bervera and Valet, 1999 (3.58 Ma, G-G, Hawaii)	Caccavari et al., 2015 (~9 Ma, La Gomera-España)	Mochizuki et al., 2011 (0.78 Ma, M-B, Tahiti)
Herrero-Bervera et al., 1999 (~12 Ma, Iceland)		Chauvin et al., 1990 (0.99 Ma, U-Jaramillo, Tahiti)	Rissager et al., 2003 (~60 Ma, Greenland)
Petronille et al., 2005 (~0.78 Ma, M-B, W-Mexico)		Coe et al., 2004 (~0.78 Ma, M-B, Moui-Hawaii)	
		Herrero-Bervera and Valet, 1999 (3.22 Ma, U-Mammoth, Hawaii)	
		Herrero-Bervera and Valet, 1999 (3.33 Ma, L-Mammoth, Hawaii)	
		Jarboe et al, 2011 (~16.7 Ma, Steen Mt.)	
		Moulin et al., 2012 (~180 Ma, Karoo-Africa)	

Tabla 1.1. Ejemplos de trabajos donde se han observado las diferentes fases de transiciones de polaridad.

Teniendo en cuenta el comportamiento de la intensidad y de la dirección del CMT durante las inversiones de polaridad, que se han observado en estudios realizados sobre registros volcánicos hasta el momento, se pueden establecer las siguientes fases:

1. Pre-transicional: Caída de la intensidad mientras que la dirección es estable. Durante este proceso se puede producir un precursor, bien mediante un pico de intensidad, mediante una dirección intermedia o ambos. También son comunes las oscilaciones en intensidad a corto plazo superpuestas a la disminución progresiva de la intensidad.
2. Transicional: Continúa la caída de la intensidad mientras que el VGP varía alrededor de latitudes intermedias. Termina con el cambio completo de polaridad de 180°.
3. Post-transicional: Tras la estabilización de la dirección, aumento de la paleointensidad por encima de los valores previos a la fase 1.

Además, como hemos podido ver, la información reunida hasta el momento señala hacia la evidencia de que la transición de la paleointensidad ocurre significativamente antes que la transición de dirección del campo (Prévot et al., 1985b; Valet et al., 1999; Riisager y Abrahamsen, 2000; Herrero-Bervera y Valet, 2005).

1.5.2. Patrones direccionales

A partir de registros sedimentarios y volcánicos detallados, se ha podido observar la existencia de dos bandas longitudinales antipodales de trayectorias preferentes de los VGP durante las transiciones. Se sitúan sobre las longitudes 90°E y 90°O coincidiendo con América y el este de Asia y se han observado en diferentes inversiones de polaridad (Fig.1.9a) (e. g. Bogue y Coe, 1984, lavas pliocenas Hawaii; Prévot et al., 1985a, lavas miocenas de Steens Mt. (USA); Chauvin et al., 1990, lavas pleistocenas en Tahití; Clement, 1991, sedimentos oceánicos registrando la transición Matuyama-Brunhes; Tric et al., 1991, transición superior de Olduvai en sedimentos; Laj et al., 1992 y 1991, registros volcánicos y sedimentarios entre 100 ka y 10 Ma). Esto implica que el proceso de inversión puede estar controlado por mecanismos persistentes durante largos periodos. Se sugiere que estas bandas coinciden con el patrón de movimiento del flujo en el núcleo exterior terrestre, que a su vez está controlado por la temperatura del límite núcleo-manto (CMB de sus siglas en inglés), la cual queda determinada por los patrones de convección del manto (Gubbins y Coe, 1993; Gubbins, 1994). Además, también muestran coincidencia con las zonas de subducción en la corteza terrestre y con las regiones de rápida propagación de ondas sísmicas (Fig.1.9b) (Dziewonski y Woodhouse, 1987).

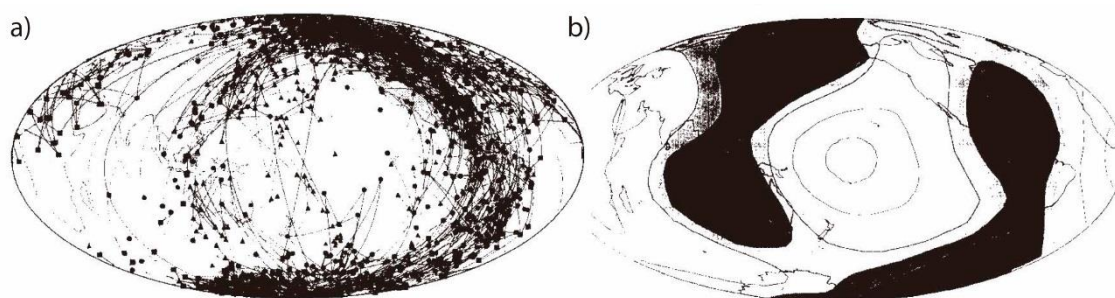


Figura 1.9. a) Trayectorias VGP para el evento Blake (115-120 Ka), la inversión Upper Olduvai (~1.8 Ma) y dos reversiones a ~6.5 y ~11 Ma. b) Bandas de alta velocidad de onda P sísmica en el manto inferior, a una profundidad de 2300 km. Tomado de Laj et al. (1991).

Sin embargo, no siempre se obtienen trayectorias preferentes de VGP durante las transiciones de polaridad. Por ejemplo, estudios como el de Prévot y Camps (1993) sobre registros volcánicos de hasta 12 Ma, entre otros, defienden una distribución uniforme de VGP transicionales, descartando la existencia de trayectorias preferentes. Más tarde Love (1998), realiza otro estudio sobre la base de datos de los últimos 20 Ma, donde observa de nuevo una concentración de VGP transicionales sobre las bandas longitudinales de América y Asia. Otra trayectoria observada, pero menos común, se sitúa sobre Europa occidental y África (Herrero-Bervera y Valet, 1999; Valet y Herrero-Bervera, 2003). Todavía no existe un acuerdo sobre la existencia de patrones direccionales durante los cambios de polaridad, además de por su ausencia en algunos registros, por la posibilidad de que sean generados por artefactos magnéticos (procesos durante la obtención de los datos o adquisición de magnetizaciones posteriores) o por el muestreo de los materiales.

A partir de una selección de los registros más detallados de transiciones de polaridad en coladas de lava, Hoffman (2000, 1996, 1992, 1991) observa que los VGP se agrupan, o dicho de otra manera generan cúmulos o "*clusters*", sobre América del Sur y el oeste de Australia, coincidiendo con las bandas longitudinales mencionadas

anteriormente (Fig.1.10.). Ambos *clusters* fueron interpretados como reflejo de configuraciones específicas del campo dipolar inclinado. Además, también se repiten en diferentes inversiones, lo que es un indicio de que la configuración del campo dipolar puede conservarse durante el proceso de inversión, siempre que el *cluster* pueda ser observado globalmente. Al igual que las bandas longitudinales preferentes, la persistencia de los *clusters* podría reflejar un flujo de calor heterogéneo en el límite CMB. Por ejemplo, Hoffman y Singer (2008) sitúan un lóbulo de flujo más intenso que el campo dipolar no axial (NAD, non-axial dipolar field) sobre Australia, a partir de los datos obtenidos en lavas de Tahití, justificando que las anomalías de larga duración influyen en la configuración del CMT durante las inversiones.

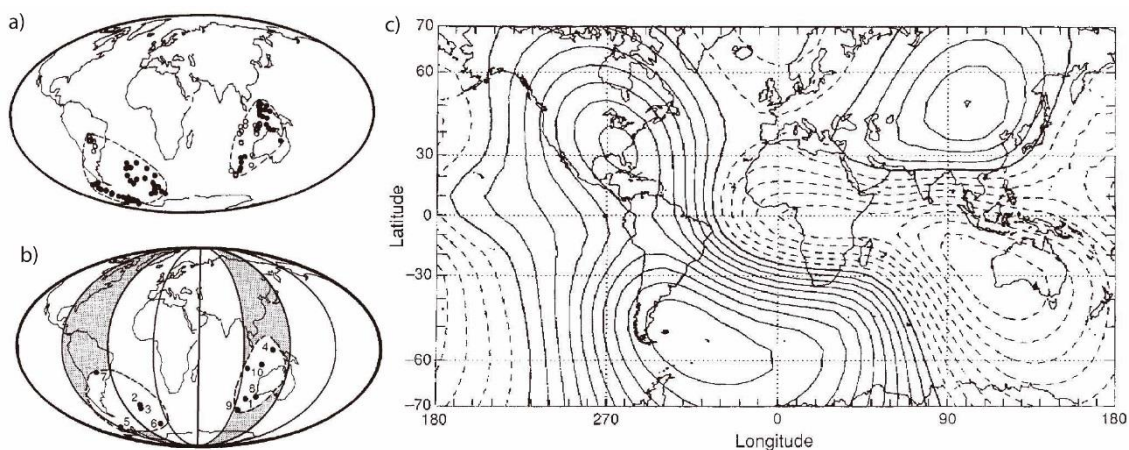


Figura 1.10. a) Polos geomagnéticos virtuales (VGP) de 10 registros de transiciones de polaridad, en lavas del Cenozoico tardío de cinco sitios separados en el globo, agrupados en dos *clusters*. A partir de estos datos es posible sugerir que el campo durante las inversiones está dominado por estados de campos dipolares inclinados de larga duración. b) *Clusters* de VGP obtenidos en sedimentos, dentro de las bandas longitudinales de trayectorias de VGP observadas durante cambios de polaridad. c) Campo de referencia geomagnético internacional de 1975 tras eliminar la componente dipolar vertical. Las líneas de contorno continuas y punteadas indican un campo dirigido hacia abajo y hacia arriba, respectivamente. Se puede observar la coincidencia de los dos lóbulos del Hemisferio Sur con los *clusters* propuestos. Tomado de Hoffman (1992).

Si los *clusters* representan estados de campo transicional de larga duración, deben haber permanecido el suficiente tiempo para ser registrados en un número significativo de secuencias que abarquen ese cambio de polaridad. Además, también hay que tener en cuenta que la interpretación de los VGP en rocas volcánicas depende de la cronología de las coladas de lavas. Herrero-Bervera y Valet (2005) observan diferencias en la configuración de los *clusters* obtenidos en varias secuencias de Hawái que comprenden las mismas inversiones de polaridad. Los *clusters* pueden ser registrados o no, en función de las tasas de emisión de lavas y/o en la rapidez de la variación del CMT. También se observan diferencias en los *clusters* obtenidos en varias secuencias sincrónicas en Stormberg (Sudáfrica) (Van Zijl et al., 1962; Prévot et al., 2003; Moulin et al., 2012), las cuales registran la misma transición de polaridad cercana al límite Triásico-Jurásico, y en Islandia (Gogutchichvili et al., 1999a; Sigurgeirsson, 1957; Wilson et al., 1972), para la misma transición miocena R3-N3. Considerando estos resultados, no se puede descartar un origen casual para las concentraciones aparentes de VGP, y por lo tanto, que los estados de transición de larga duración no representen una característica real del CMT durante los cambios de polaridad.

También, se han podido observar estos *clusters* en registros sedimentarios de alta resolución (e. g. Clement y Kent, 1984; Hoffman, 1992; Channell y Lehman, 1997; Channell et al., 2004). En este tipo de registros la interpretación de los VGP está sujeta a la influencia de los procesos sedimentarios, como las tasas de deposición, o al mecanismo de adquisición de la remanencia. Artefactos que pueden ser descartados cuando los *clusters*, o las trayectorias longitudinales, coinciden con aquellas obtenidas en registros volcánicos (Love y Mazaud, 1997).

En general, la distribución de los polos extraídos de la base de datos de transiciones de polaridad no muestra una ubicación preferente, ni muestra evidencia sólida de un patrón sistemático en el proceso de inversión. Aun así, la existencia de un mecanismo geomagnético persistente que provoque el agrupamiento de VGP en el mismo punto, no puede ser completamente rechazada, cuando esta observación se produce en diferentes inversiones de diferentes edades y/o si hay evidencia de alguna relación con zonas de flujo de alta intensidad (Valet y Fournier, 2016).

1.6. CAMPO GEOMAGNÉTICO PROMEDIADO EN EL TIEMPO DE BAJA INTENSIDAD

Los trabajos realizados hasta el momento sobre el valor del campo promediado en el tiempo, señalan hacia dos resultados diferentes, un momento dipolar axial virtual (VADM) similar al actual ($\sim 8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$) o un valor VADM aproximadamente la mitad del actual.

Muchos estudios de paleointensidad obtienen un VADM promediado de entre $5.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (Juárez y Tauxe, 2000, base de datos "Montpellier 1998"; Perrin et al., 1998) y $3.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ (Yamamoto y Tsunakawa, 2005, Islas Sociedad, Polinesia Francesa) para los últimos 5 Ma. Para el Plio-Pleistoceno, Cromwell et al. (2015b) obtienen un valor de $4.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ en lavas de Islandia y para los últimos 5 Ma, Lawrence et al. (2009) calculan $4.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ en la Antártida, valores cercanos al sugerido por Tauxe et al. (2004a) para la transición Brunhes-Matuyama ($4.9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), en registros también de la Antártida. El estudio de Wang et al. (2015) en coladas de lava de las Islas Galápagos, arroja un promedio de $5.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. El valor medio de estos cuatro trabajos en latitudes opuestas, es aproximadamente de $4.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, coincidiendo con los valores de campo promediado en el tiempo débil propuestos para periodos mayores a 5 Ma (e. g. Juárez et al., 1998 y Tauxe, 2006).

Los resultados que obtienen un VADM similar al actual, están basados en criterios de calidad de las paleointensidades absolutas menos restrictivos. Por ejemplo, McFadden y McElhinny (1982) obtienen un VADM de $\sim 9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, también para los últimos 5 Ma, analizando los datos de paleointensidades en momentos de régimen estable de CMT, obtenidos hasta el momento de la publicación. Goguitchaichvili et al., 1999 presentan un valor de $\sim 8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ para el Plioceno, registrado en lavas de Islandia. Heller et al. (2002) también obtienen valores cercanos a $8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ en vidrios basálticos submarinos (SBG, submarine basaltic glass) de distribución global, para el periodo de los últimos 5 Ma.

Para periodos de tiempo previos y de mayor longitud también se han obtenido VADM promediados de baja intensidad. Juárez et al. (1998) y Tauxe (2006) obtienen valores de entre $4.2\text{-}4.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ para el intervalo 0-160 Ma, a partir de valores de

paleointensidad de la base de datos propuesta por Perrin y Shcherbakov (1997) y datos de SBG de distribución global. Por el contrario Tanaka et al. (1995) estima un VADM promedio para los últimos 20 Ma de $8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Cabe señalar que se han encontrado valores significativamente más bajos en el Mesozoico, durante el llamado bajo dipolo mesozoico (en la bibliografía Mesozoic dipole low) (Prévot et al., 1990; Perrin y Shcherbakov, 1997; Biggin y Thomas, 2003; Tauxe et al., 2013), lo que podría estar reduciendo el valor promedio calculado para el periodo de los últimos 160 y 300 Ma.

1.7. DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS Y PALEOINTENSIDADES EN LA MESETA DE DJAVAKHETI: ANTECEDENTES

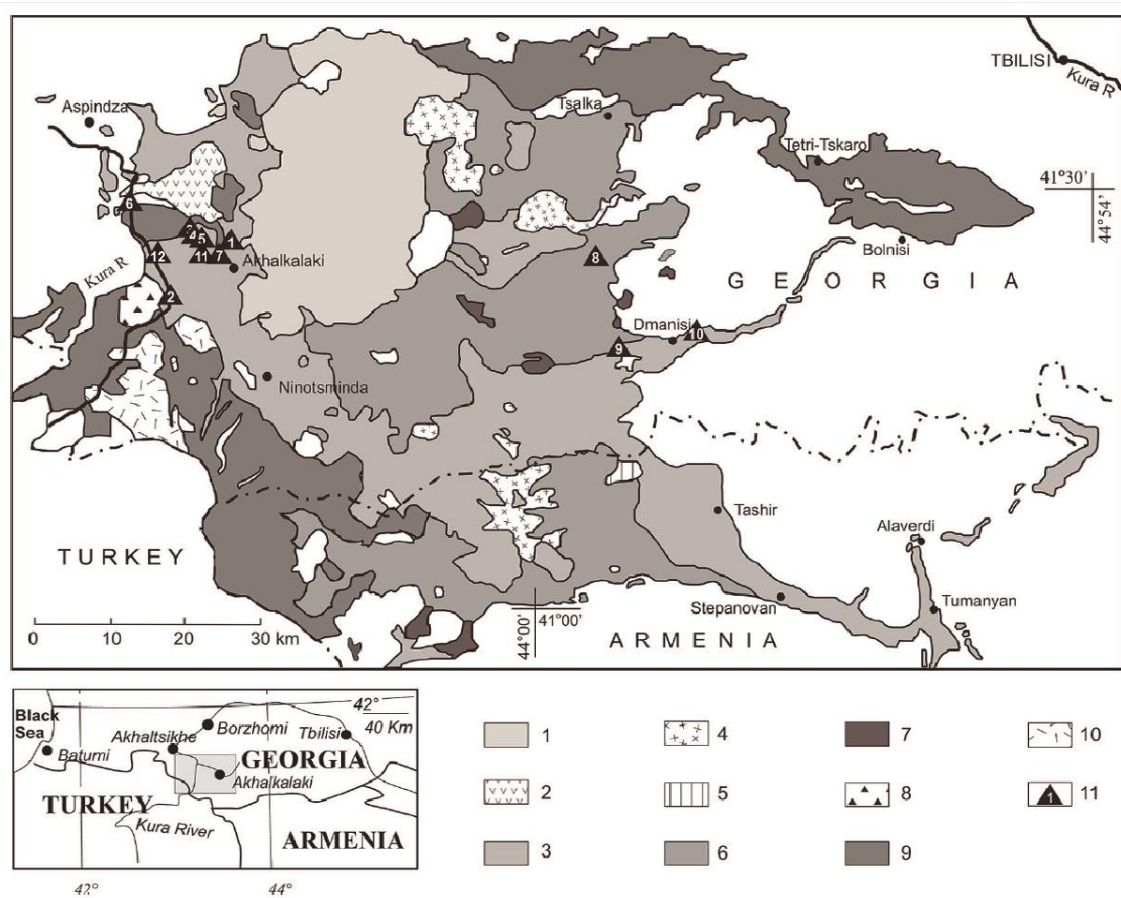


Figura 1.11. Mapa geológico del magmatismo Plioceno-Cuaternario en la meseta de Djavakheti (Georgia del Sur) donde se muestran la situación de las secuencias de coladas de lava estudiadas con métodos paleomagnéticos modernos (modificado a partir de Lebedev et al., 2008b y Calvo-Rathert et al., 2011). 1: rocas volcánicas cuaternarias de la cresta Samsari (800-0 ka); 2: lavas básicas (1.75-1.55 Ma); 3: lavas básicas (2.15-1.95 Ma). 4: dacitas de la cresta de Djavakheti (2.25 Ma); 5: hialodacitas (2.5 Ma); 6: lavas básicas (2.65-2.45 Ma); 7: riolitas y dacitas de los volcanes Chikiani, Agvorik y Busistsikhe (2.85-2.6 Ma); 8: dacitas (3.15-3.11 Ma) de los volcanes Kumurdo (a) y Amiranisgora (b); 9: lavas básicas (3.22 a 3.04 Ma); 10: lavas básicas (3.75-3.55 Ma); 11: secuencias muestreadas: (1) Korxi, (2) Apnia, (3) Thoki, (4) Tchurchka, (5) Khando, (6) Saro, (7) Akhalkalaki, (8) Zemo Karabulaki, (9) Kvemo Orozmani, (10) sitio paleo-antropológico Mashavera/Dmanisi, (11) Diliska, (12) Mtkavari (Kuriin). Modificado de Calvo-Rathert et al., 2015.

Los materiales estudiados en esta tesis pertenecen a la región volcánica de la Meseta de Djavakheti, situada en sector occidental el Cáucaso Menor (Sur de la República de Georgia). Las rocas volcánicas tienen un gran interés para el estudio del comportamiento del CMT. Tanto por la determinación de paleointensidades absolutas que se puede realizar a partir de estos materiales, debido al proceso mediante el cual adquieren la magnetización en el momento de su formación, como por los datos paleomagnéticos que se pueden obtener junto a los de paleointensidad, para el mismo momento registrado. El proceso por el cual las rocas volcánicas adquieren la magnetización, es un proceso térmico, y por lo tanto se trata de magnetización termorremanente (TRM), la cual puede ser reproducida en el laboratorio con relativa facilidad, y de ahí su idoneidad para los experimentos de paleointensidad. En la meseta de Djavakheti, junto con la plataforma Armenia, se pueden encontrar abundantes provincias volcánicas plio-pleistocenas formadas por secuencias de numerosas coladas de lava conocidas como formación (Fm.) Akhalakalaki (Maisuradze y Kuloshvili, 1999). A pesar de estas características, los datos de paleointensidad disponibles para esta región en la base de datos PINT (última versión 2015.05; Biggin et al., 2010) son escasos y muestran una distribución desigual (Tabla 2 y Fig.1.11.), lo que aporta un interés adicional en la realización de nuevos estudios de este tipo.

Además de la escasez de estudios, con frecuencia, la metodología empleada en los trabajos realizados en la antigua Unión Soviética previos a la década de los 90 no cumplía los mínimos criterios de fiabilidad y calidad requeridos en los estudios paleomagnéticos y de paleointensidad actuales. Sin embargo, desde los años 90, se han publicado varios estudios paleomagnéticos y de paleointensidad basados en una metodología más moderna, proporcionando resultados nuevos y de mayor fiabilidad.

Reference	Age	Study	Profile
PINT database			
Borisova, 1986	0.4	PI	Kuriin (Mtkvari in Sologashvili, 1986 y in Goguitchaichvili et al., 2000c)
Camps et al., 1996	3.6	Pmag +PI	Thoki
Goguitchaichvili et al., 2000b	0.2	PI	14 sequences from Djavakheti
Goguitchaichvili et al., 2001a	3.6	PI	Thoki
Goguitchaichvili et al., 2009	3.6	PI	Tchuntchka & Khando
Calvo-Rathert et al., 2011	2.7	PI	Mashavera, Kvemo Orozmani, Zemo Karabulaki y Diliska
Calvo-Rathert et al., 2013	3.0	PI	Apnia y Korkhi
out database			
Borisova y Sologashvili, 1985	3.6	Pmag	Thoki
Sologashvili et al., 1995	1.7	Pmag	Dmanisi
Sologashvili et al., 1996 (PhD)		Pmag+PI	Djavakheti region
Goguitchaichvili et al., 1997	3.8	Pmag	Tchunchka
Goguitchaichvili and Parés, 2000	1.7	Pmag	Dmanisi
Gabina 2000	1.7	Pmag	Dmanisi
Goguitchaichvili et al., 2000a	3.8	PI	Tchunchka
Calvo-Rathert et al., 2008	1.7	Pmag	Dmanisi
Goguitchaichvili et al., 2001b	0.2	Pmag	14 sequences from Djavakheti
Caccavari et al., 2014	1.7	Pmag	Saro
Goguitchaichvili et al., 2016	1.7	PI	Saro

Tabla 1.2. Estudios paleomagnéticos y de paleointensidad realizados mediante técnicas modernos en la Meseta de Djavakheti, datos contenidos en la base de datos PINT (última versión 2015.05; Biggin et al., 2010) y fuera de esta base de datos.

A continuación, se va a realizar una síntesis de los resultados paleomagnéticos y de paleointensidades obtenidos en secuencias de coladas de lava de la Meseta de Djavakheti. En la Figura 1.11. se puede ver la situación de las secuencias estudiadas.

Camps et al. (1996) muestrearon la secuencia Pliocena de Thoki, estudiada previamente por Borisova y Sologashvili (1985). Estos últimos sugieren que se trata de un registro de la transición Gauss-Matuyama N-T-R (polaridad normal-transicional-inversa). La secuencia está compuesta por 63 coladas de lava separadas en dos subsecuencias por una superficie de erosión. Las 24 primeras coladas corresponden a la parte inferior pliocena de la Fm. Akhalkalaki y las 39 siguientes a la superior pleistocena. En la base de la subsecuencia inferior se registran 16 coladas de lava de polaridad transicional seguidas de coladas con polaridades inversas. Camps et al. (1996) proponen el registro de una excursión o de la parte superior de la transición Gilbert-Cochiti, debido a que la edad de las direcciones intermedias no coincide con la inversión Gauss-Matuyama. En la subsecuencia superior se obtuvieron 17 polaridades inversas. La parte inferior de la secuencia produjo valores de paleointensidad muy por debajo del valor de intensidad del CMT actual, comenzando en torno a los 10 μT y aumentando progresivamente, con predominio de valores en torno a 20 y 40 μT .

Goguitchaichvili et al. (1997) llevaron a cabo un estudio paleomagnético en la secuencia de Tchuntchka, muy cercana a Thoki, constituida por 26 coladas de lava de la parte inferior de la Fm. Akhalkalaki (Plioceno). El equivalente a la parte superior de la Fm. Akhalkalaki (Pleistoceno) no está presente en esa sección. En la parte inferior de Tchuntchka (más adelante se verá que es la parte media) se obtuvieron ocho lavas de polaridad inversa y en la parte superior 17 de polaridad normal. Los autores establecen una posible correlación entre la parte inferior de Tchunchka y la superior de Thoki.

Para el estudio realizado en Goguitchaichvili et al. (2009) se tomaron muestras de seis coladas de lava en la parte inferior de Tchuntchka (cronológicamente por debajo de las muestreadas por Goguitchaichvili et al. (1997) y 16 en la secuencia de Khando, todas ellas equivalentes a la parte inferior de la Fm. Alkhalkalaki (Plioceno). Todos los flujos pertenecientes a la sección inferior de Tchuntchka produjeron polaridades intermedias. Las paleodirecciones obtenidas son similares a las de la sección Thoki (Camps et al., 1996). La secuencia de Khando se caracteriza por ocho coladas de polaridad transicional en la parte inferior y ocho de polaridad inversa con inclinaciones en la dirección inusualmente bajas en la parte superior. Las determinaciones de paleointensidad absoluta realizadas en ambas secciones presentan valores particularmente bajos ($<10\mu\text{T}$) en la parte inferior de Tchunchka y de Khando, y algo más altos, pero por debajo del campo actual, en la parte superior de Khando. La paleointensidad media registrada en los tramos transicionales se reduce drásticamente con respecto a los posteriores a la inversión. Los resultados obtenidos en este trabajo se han correlacionado con los obtenidos en Camps et al. (1996) y Goguitchaichvili et al. (1997). Se obtiene una sección compuesta que puede ser interpretada como el registro de la inversión de Gilbert-Gauss en el tramo superior de polaridad inversa y normal (Fig.1.12), y el tramo inferior transicional posiblemente representa un precursor de esta inversión.

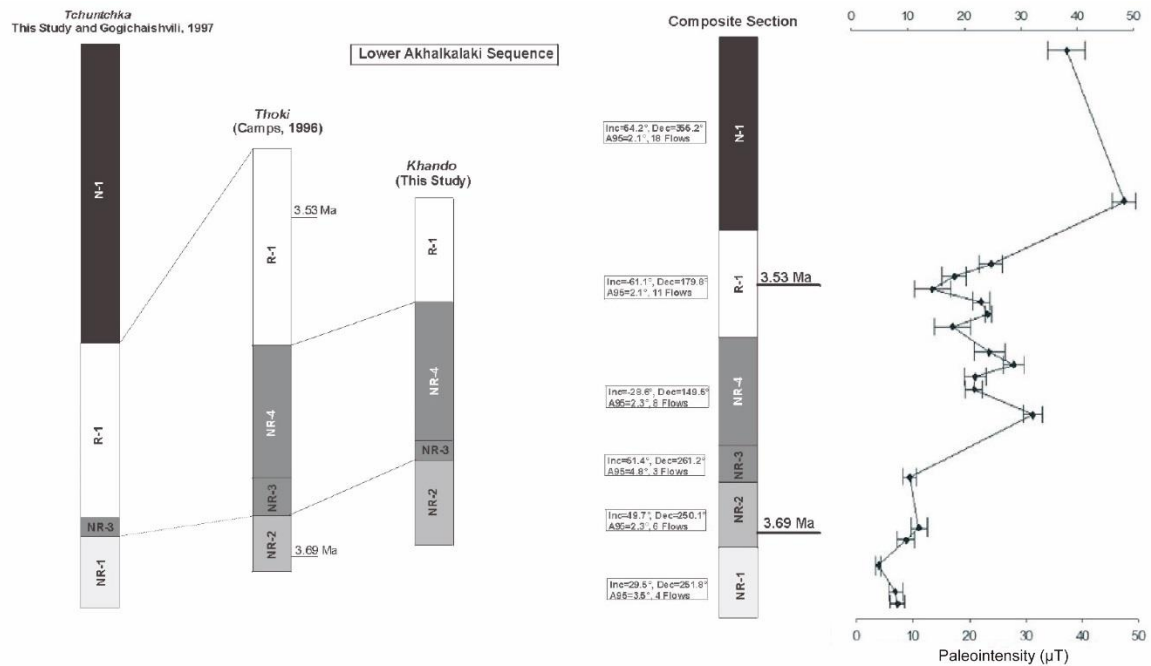


Figure 1.12. Correlación magnetoestratigráfica de los perfiles de Tchuntchka, Thoki y Khando, y la paleointensidad absoluta para cada flujo de la sección compuesta resultante. Tomado de Gogitchaichvili et al. (2009).

Goguitchaichvili et al. (2001b, 2000b) realizaron un amplio estudio magnetoestratigráfico sobre 14 secuencias plio-pleistocenas de la Meseta de Djavakheti. Estos trabajos, además, engloban dos provincias volcánicas más del Cáucaso Menor, Kazbekhi y Kharmi, haciendo una revisión de los datos presentados en la tesis doctoral de Sologashvili (1986). Los resultados muestran dos secuencias de polaridad normal, cinco de polaridad inversa y siete que registran uno o dos cambios de polaridad. Como resultado general, al calcular la dirección media para cada provincia volcánica, Djavakheti es la única que presenta una ligera desviación de la paleodeclinación hacia el este de unos 6° respecto a la esperada. El número de coladas estudiadas es suficiente para promediar la variación secular y que esta no sea la causante de la desviación obtenida. Otra causa puede ser de tipo tectónico, como posibles rotaciones de eje vertical en los bloques que contienen las secuencias de lavas. Los experimentos de magnetismo de rocas muestran minerales portadores de la magnetización térmicamente estables para la determinación de paleointensidades absolutas. Tras realizar los experimentos de paleointensidad, siete de las 14 secuencias muestreadas en la región de Djavakheti, produjeron valores medios de entre 16.3 y 39.1 μT . Los resultados preliminares sugieren un alto potencial para la obtención de información en el estudio de las variaciones de intensidad del CMT, durante el periodo de tiempo que registran.

Calvo-Rathert et al. (2011) realizan un estudio paleomagnético, de magnetismo de rocas y paleointensidades sobre varias secuencias plio-pleistocenas de menor tamaño, también constituidas por coladas de lava de la Fm. Akhañkalaki: Mashavera (12 coladas de lavas), Kvemo-Orozmani (cuatro coladas), Zemo-Karabulaki (tres coladas) y Diliska cinco coladas. En todas las coladas se obtuvieron polaridades normales que coinciden con el polo esperado para el Plioceno y Pleistoceno, excepto en una con una baja latitud VGP (60°). Las paleointensidades muestran valores de entre 30 y 40 μT para siete de lavas y de 60 μT en dos de ellas. Las paleointensidades altas se localizan en la parte superior de la secuencia de Mashavera, junto a una colada con un VGP de baja latitud. Según las

edades radiométricas disponibles, Mashavera podría ser un registro cercano al comienzo de la inversión Olduvai-Matuyama.

También se ha realizado un estudio piloto sobre dos de las secuencias estudiadas en esta tesis, Apnia y Korkhi (Calvo-Rathert et al., 2013). Los experimentos fueron llevados a cabo sobre especímenes muestreados en una campaña en 1984-1986 sobre 10 coladas de lava. Debido al tiempo transcurrido desde que se realizó el muestreo y a la descripción inadecuada del mismo, no fue posible determinar qué coladas de lava específicas de cada secuencia se habían muestreado. Sin embargo, se sabía que las cuatro coladas correspondientes a Korkhi pertenecen a la parte más baja de la secuencia. En Apnia se obtuvieron cuatro polaridades normales, cuatro inversas, una transicional y una con un VGP de baja latitud, que podría ser de polaridad inversa o transicional. En Korkhi se observaron dos polaridades normales, una inversa y dos de baja latitud VGP. Los VGP presentaron una dispersión angular superior a la esperada en ambas secuencias. Además, se obtuvieron ocho valores de paleointensidad entre 23 y 76 μT . Estos resultados direccionales y de paleointensidad apuntan hacia un posible registro de campo transicional en ambas secuencias. Ambas secuencias están constituidas por un mayor número de coladas lavas del estudiado por Calvo-Rathert et al. (2013), por lo que fueron muestreadas nuevamente y con mayor detalle en 2011 y 2012.

La secuencia pliocena de Saro fue estudiada por Caccavari et al. (2014) con un trabajo sobre magnetismo de rocas y direcciones paleomagnéticas, y por Goguitchaichvili et al. (2016) con otro trabajo sobre paleointensidades absolutas. La secuencia de Saro está formada por 39 coladas de lavas divididas en dos subsecuencias de 36 y tres coladas lavas, por un periodo de interrupción de las emisiones volcánicas. La subsecuencia inferior pertenece a la parte inferior pliocena de la Fm. Akhkalakhi y la subsecuencia superior a la parte superior pleistocena de la misma formación. A partir de las direcciones paleomagnéticas obtenidas se calcularon los VGP, los cuales presentan polaridades inversas para todas las coladas de lava y una baja dispersión angular. Las paleointensidades varían entre 16 y 57 μT , situándose las más bajas hacia el tramo superior de la sección inferior. Estos resultados de paleointensidad podrían señalar hacia el registro de un campo transicional, aunque las direcciones paleomagnéticas permanecen estables. Podría tratarse de un momento pre-transicional donde comienza a disminuir la paleointensidad y, según las edades radiométricas, la inversión Matuyama-Olduvai se habría producido durante el largo periodo de hiato en la actividad volcánica.

También se han realizado estudios paleomagnéticos y de paleointensidades sobre un yacimiento paleo-antropológico en la región de Djavakheti. El yacimiento de Dmanisi se encuentra situado en la parte central del sector oriental de la meseta de Djavakheti. El substrato del yacimiento es una colada de lava basáltica basal, por encima del cual se sitúan varios niveles de cenizas volcánicas. Tanto la colada de lava como los niveles de cenizas pertenecen a la Fm. Alkhalkalaki. Sologashvili et al. (1995) observaron polaridades normales en todas las unidades litoestratigráficas y una dirección anómala en la lava basal, correlacionando la sección con el subcron Olduvai (aunque la mayoría de las muestras no fueron completamente desmagnetizadas). Goguitchaichvili y Parés (2000) determinaron una dirección de polaridad intermedia en la colada de lava y direcciones de polaridad inversa en las cenizas volcánicas. Estos resultados no respaldan una edad de Olduvai para los restos humanos, pero sugieren una edad comprendida entre los límites Olduvai-Matuyama y Matuyama-Jaramillo. Gabunia (2000) en

contraposición, obtuvo polaridades normales en los niveles litoestratigráficos inferiores y en la colada de lava y polaridades inversas en los niveles litoestratigráficos superiores (aunque con una muy amplia dispersión) y en los rellenos sedimentarios lenticulares dentro de la unidad inferior. Por último, Calvo-Rathert et al. (2008) realizaron un muestreo más amplio obteniendo polaridades normales en la unidad inferior y polaridades inversas y anómalas (debido a dos señales magnéticas de dirección inversa solapadas) en la unidad superior. Finalmente correlacionaron la unidad inferior con el subcrón Olduvai y el nivel superior con una edad más moderna. Como los restos humanos se encontraron tanto en unidades con polaridad normal como inversa, el yacimiento de Dmanisi podría abarcar decenas de miles de años, aunque tampoco cabe descartar un periodo mucho más amplio de cientos de miles de años, pudiendo ser posible la existencia de ocupaciones humanas diferentes no contemporáneas.

1.8. JUSTIFICACIÓN, OBJETIVOS Y APORTACIÓN

Con esta introducción se quiere dar una imagen detallada de la variabilidad del CMT (campo magnético terrestre) en general, y con especial interés durante las inversiones de polaridad. En concreto, las variaciones del CMT a las que llamamos cambios de polaridad y los momentos anteriores y posteriores a ellas, permiten conocer el comportamiento del CMT en estados de inestabilidad dipolar. Los datos que se obtienen en este tipo de estudios, tanto direccionales como de intensidad, y tanto en momentos transicionales como dentro de los intervalos de polaridad estable, aportan información a escala geológica acerca de los mecanismos que gobiernan la variación del CMT, suministrando las condiciones de contorno necesarias para la elaboración de modelos y simulaciones de la geodinamo terrestre (e.g. Glatzmaiers y Roberts, 1995; Kageyama y Sato, 1997; Kuang y Bloxham, 1997; Christensen y Wicht, 2015).

Además, con los apartados anteriores se ha pretendido realizar una síntesis de la información existente hasta el momento y las hipótesis establecidas sobre las características concretas de las inversiones de polaridad. A pesar del recorrido realizado en este campo, no se ha llegado a acuerdos en ciertos aspectos sobre el comportamiento del CMT durante momentos inestables. En otros, como la disminución de la intensidad previa al cambio de dirección, sí que existe un acuerdo entre la comunidad científica. Por otra parte, los datos paleomagnéticos y de paleointensidad tanto transicionales como de momentos estables son escasos, siendo aún más reducida la cantidad en los transicionales. Además, el número de datos de paleointensidad existentes es muy inferior al de datos paleomagnéticos direccionales y su distribución geográfica y temporal es aún muy sesgada. Por ello es necesario la aportación de nuevos datos, y más fiables, a las bases de datos existentes, especialmente de determinaciones de paleointensidad absoluta en registros de ambos régimen del CMT, estable y transicional.

Los materiales estudiados pertenecen a una importante provincia volcánica situada en el sector occidental del Cáucaso Menor (meseta de Djavakheti). Se trata de secuencias de coladas de lava que, por el tipo de actividad volcánica que las generó y las características de las rocas, proporcionan registros magnéticos adecuados para el estudio del comportamiento del CMT. Las rocas volcánicas presentan una magnetización termorremanente (TRM) que permite la obtención de paleointensidades absolutas. A diferencia del vector paleomagnético que queda registrado por regla general de forma paralela por los minerales ferromagnéticos, la intensidad registrada es proporcional,

pero no igual a la del campo que generó la magnetización, y su obtención es más compleja. Además, se trata de secuencias constituidas por numerosas coladas de lava y cada lava proporciona una imagen puntual de la dirección e intensidad local del campo. Estos materiales nos ofrecen, por un lado, las propiedades necesarias para la reproducibilidad de la magnetización en el laboratorio, y por otro, un registro lo suficientemente largo para obtener un número de datos direccionales y de paleointensidad consecutivos, que puedan ser relacionados entre sí para permitir observar la evolución seguida por el CMT. Por último, los estudios realizados hasta el momento en numerosas secuencias volcánicas plio-pleistocenas de la región de Djavakheti, diferentes a las estudiadas en esta tesis, presentan registros de inversiones de polaridad y momentos previos y posteriores lo que indica una alta probabilidad de encontrar nuevas secuencias con este tipo de registros, siempre y cuando se muestree la misma formación geológica. A pesar de todo esto, se trata de una zona poco explotada en cuanto a estudios paleomagnéticos y de paleointensidad, como se ha mostrado en el apartado 1.5, lo que aporta un interés adicional a la realización de nuevos estudios de este tipo en la meseta de Djavakheti.

Esta tesis trata de obtener y estudiar variaciones en intensidad del CMT registradas en varias secuencias de la meseta de Djavakheti. Se intenta proponer una interpretación del comportamiento del CMT registrado en cada una de ellas. De forma paralela también se ha llevado a cabo una comparación de diferentes métodos de determinación de la paleointensidad absoluta, con el doble objetivo de evaluar las técnicas y obtener paleointensidades de una alta fiabilidad.

Los objetivos concretos de la tesis son los siguientes:

- Determinación de la de las direcciones paleomagnéticas registradas en las secuencias de coladas volcánicas de la Apnia y Korkhi. Los resultados direccionales permiten analizar el comportamiento del CMT en el intervalo de tiempo durante el que se formaron las secuencias. Las direcciones paleomagnéticas nos permiten establecer si el registro corresponde a un intervalo de polaridad estable o a un momento transicional. Para ello es necesario comparar las direcciones medias obtenidas con la dirección esperada para la latitud y edad del sitio y comprobar si están reflejando posibles rotaciones tectónicas. Además, también es necesario calcular los polos geomagnéticos virtuales (VGP) de cada colada de lava y analizar su variabilidad y dispersión respecto al polo de referencia y respecto a su propia media, en comparación con la variación secular esperada.
- Determinación de las paleointensidades absolutas registradas en las secuencias de Apnia y Korkhi. La interpretación de los valores de paleointensidad, junto a los direccionales, va a permitir establecer el tipo de régimen geomagnético registrado: régimen estable o régimen anómalo (momentos transicionales). Los resultados correspondientes a registros de transiciones de polaridad pueden aportar información sobre los patrones específicos que se han observado en la variación de la intensidad durante estos periodos, como la significativa reducción del valor del momento dipolar virtual (VDM), la existencia de precursores o los valores de la paleointensidad elevados al concluir la transición.

- Comparación de los resultados obtenidos con distintas metodologías de determinación de la paleointensidad absoluta. Se han llevado a cabo dos protocolos diferentes correspondientes a los métodos denominados de tipo Thellier: Método Thellier-Thellier (Thellier y Thellier, 1959) y método IZZI (Yu et al., 2004). Los métodos tipo Thellier llevan utilizándose durante décadas con la aceptación por la comunidad científica por su fiabilidad y están fundamentados en una rigurosa base física. En contraposición existe una nueva línea de métodos de determinación de la paleointensidad todavía controvertida y en estado de evaluación. Estos son los de tipo multiespécimen. En esta tesis se ha empleado el método multiespécimen original (MSP-DB) (Biggin y Poidras, 2006; Dekkers y Böhnell, 2006) y el protocolo ampliado con corrección de la fracción (MSP-FC) y corrección del estado de dominios (MSP-DSC) (Fabian y Leonhardt, 2010). Los resultados coherentes obtenidos de la utilización de varios tipos de métodos refuerzan la fiabilidad de la paleointensidad obtenidas.
- Obtención de paleointensidades de alta calidad y fiabilidad mediante la aplicación de dos metodologías: 1) Métodos tipo Thellier con criterios de selección muy estrictos (CCRIT) y 2) enfoque multimétodo, con el que se combinan métodos tipo Thellier con criterios menos estrictos (Paterson et al., 2014) y métodos de tipo multiespécimen.

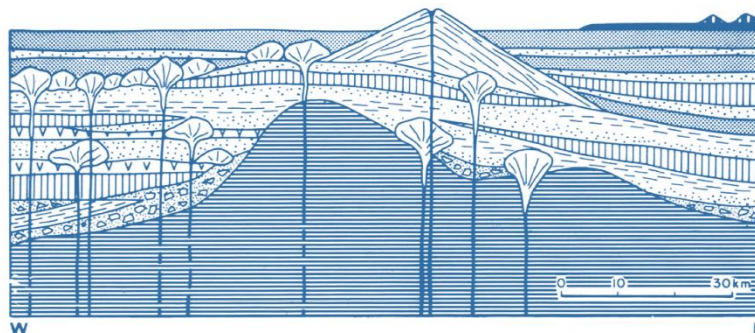
Para desarrollar estos objetivos y realizar la interpretación de los resultados se ha contado con:

- Técnicas de análisis del magnetismo de las rocas para conocer los portadores de la remanencia, su estructura de dominios y su estabilidad térmica en las secuencias de coladas volcánicas de Apnia y Korkhi. El resultado de estos análisis es esencial para la programación de los experimentos de determinación de la paleointensidad absoluta y la interpretación de los resultados obtenidos.
- Realización de dataciones radioisotópicas. La obtención de datos radiométricos permitirá evaluar la duración del emplazamiento de las secuencias de coladas y las implicaciones en relación con las características de la variación secular. Los datos radiométricos correspondientes a las transiciones permiten ubicar el registro en una inversión de polaridad concreta y caracterizar la evolución de la transición.

Durante las campañas de campo realizadas durante la tesis se localizó una nueva secuencia de coladas de lava llamada Dashbashi. Por sus características, y la experiencia adquirida en las secuencias de Apnia y Korkhi, se consideró de interés obtener las propiedades de los portadores de la magnetización, las direcciones magnéticas registradas y realizar determinaciones de paleointensidad absoluta mediante el método multiespécimen original (MSP-DB) (Dekkers y Böhnell, 2006; Biggin y Poidras, 2006). Se ha planeado realizar un nuevo estudio de determinación de la paleointensidad absoluta sobre esta secuencia, utilizando los métodos IZZI y MSP-DSC, con posterioridad a la tesis.

Los resultados obtenidos en esta tesis aportan datos de magnetismo de rocas, direcciones paleomagnéticas y paleointensidades sobre tres secuencias de coladas de lava de edad plio-pleistocena, todas las cuales registran momentos de inestabilidad del CMT. Además, la tesis ofrece un análisis sobre las técnicas más importantes en la determinación de paleointensidades.

2. GEOLOGÍA



2.1. La geología del Cáucaso	39
2.2. Secuencias de coladas de lava estudiadas	45
2.2.1. Apnia	46
2.2.2. Korkhi	48
2.2.3. Dashbashi	50

2.1. LA GEOLOGÍA DEL CÁUCASO

En este capítulo se presenta una breve descripción de la historia geológica de la región donde se han tomado las muestras analizadas en la tesis. Las secuencias plio-pleistocenas estudiadas se sitúan en la meseta de Djavakheti, en el sector occidental del Cáucaso Menor (Sur de Georgia) (Fig.2.1). Se trata de una de las regiones neovolcánicas más amplias del Cáucaso, que además presenta una alta actividad sísmica (Kachakhidze et al., 2003). La cordillera del Cáucaso pertenece al cinturón Caucásico-Arábigo (Sharkov et al., 2015) formado por la todavía activa, convergencia de las placas tectónicas árabe y euroasiática, iniciada hacia el final de la Orogenia Alpina. Se establecen tres etapas de formación de la estructura actual del Cáucaso (e. g. Adamia et al., 2011): precolisional (Proterozoico tardío – Cenozoico temprano), sincolisional (Mioceno - Oligoceno) y postcolisional (Mioceno tardío – Cuaternario).

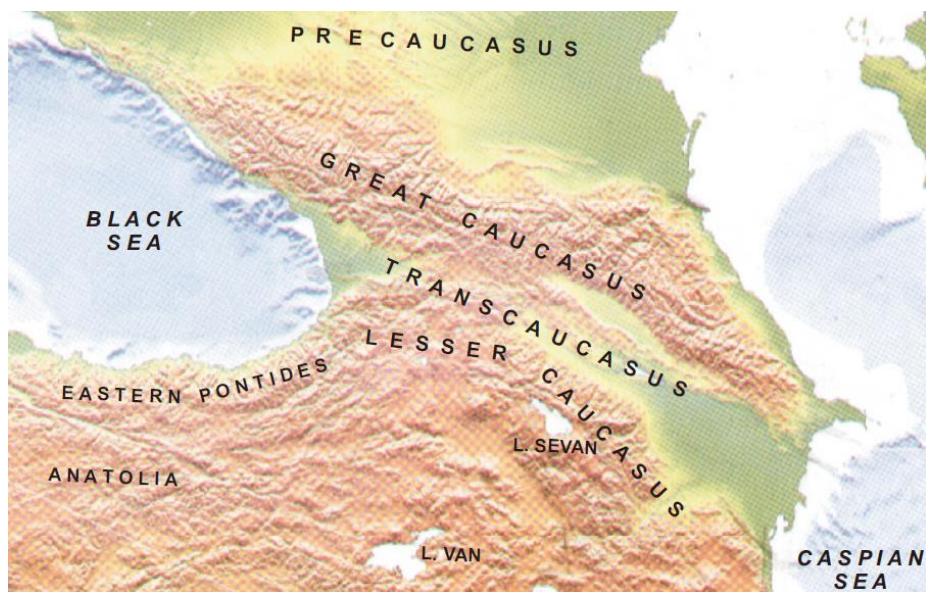


Figura 2.1. Mapa topográfico del Cáucaso y áreas adyacentes. Tomado de Adamia et al. (2011).

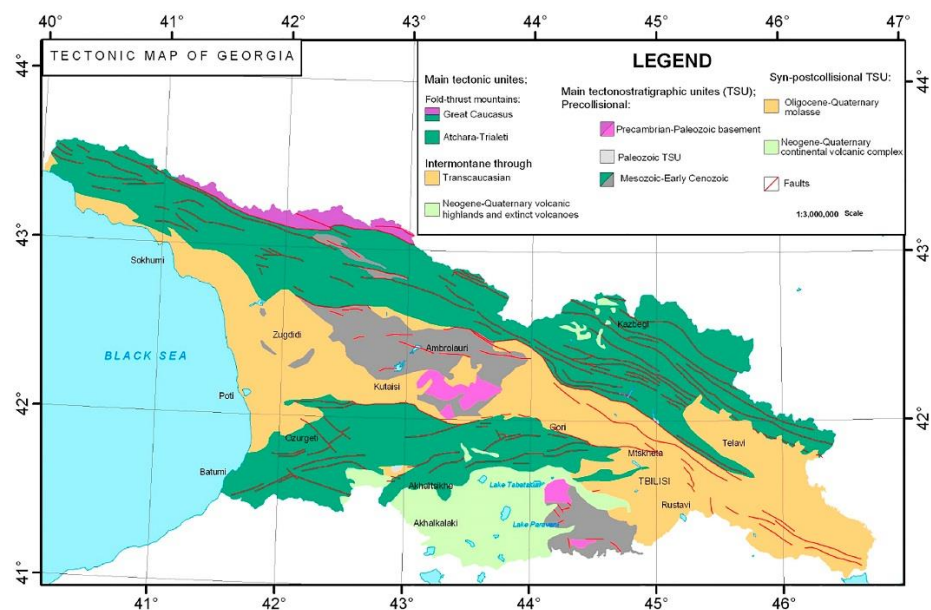


Figura 2.2. Mapa de las unidades tectónicas en Georgia. En verde claro se muestra el área correspondiente a la meseta de Djavakheti. Tomado de Adamia et al. (2008).

Previamente a la colisión (convergencia continental-continental) de las placas árabe y euroasiática, la región estaba controlada por la subducción del Océano Paleo-Tethys durante la Orogenia Cimérica, la cual terminó entre el final del Triásico y el Jurásico inferior (McCann et al., 2010; Ustaomer y Robertson, 2010) (Fig. 2.3.). La acreción cortical producida al sur de la plataforma Scitica (margen de acreción europeo) generó a partir de ese momento, la estructuración de las cordilleras de las Pontides y del Cáucaso (Sosson et al., 2010). Considerando los Montes Pónticos orientales y el Cáucaso Menor como una unidad continua, sus unidades basales acrecionadas son la Zona de Sakarya y el área del Transcáucaso, respectivamente (Meijers et al., 2015). En este momento comenzó la apertura del Océano Tethys coincidiendo con el final de la estructuración de Cáucaso.

Desde el principio del Jurásico medio hasta el Jurásico superior, se generaron en este área cuencas trasarco en régimen extensional de rifting, la deriva y acreción de las microplacas ciméricas de África (Gondwana) al margen meridional de Eurasia y la consiguiente deformación posterior de los Montes Pónticos orientales (Ustaomer y Robertson, 2010), Crimea, Gran Cáucaso (McCann et al., 2010) y Transcáucaso (Sosson et al., 2010) (Fig. 2.3.). Desde el Jurásico medio hasta el Cretácico se origina la subducción, con la generación de desgarros (slab-tear) y consecuentes procesos de retroceso (roll-back), en ambos márgenes norte y sur del océano Tethys (Kaymakci et al., 2010; Ustaomer y Robertson, 2010). La subducción en el margen norte terminó hacia el Cretácico superior con la obducción del Tethys sobre la microplaca Taurides-Anatolides-Sur-Armenia (TASA) (Sosson et al., 2010) (Fig. 2.4.). Otros autores la denominan como la plataforma Taurus-Anatolia-Iraní (TAP) (Adamia et al., 2010), bloque Sur-Armenio (SAB) o bloque Anatolides-Taurides (ATB) (Meijers et al., 2015).

Con el final de la subducción y el cierre de Tethys, la colisión de placas arabiga-euroasiática comienza a generar la inversión de las cuencas trasarco en los actuales cinturones de pliegues y cabalgamientos (FTB, fold and thrust belts) del Gran Cáucaso y el Cáucaso Menor (Forte et al., 2010; Vincent et al., 2014), separados por las cuencas transcaucásicas de Rioni (al este) y Kura (al oeste) (Adamia et al., 2011). Algunos autores datan el comienzo de la colisión en el Paleoceno temprano debido a los depósitos de flysch y molasas que aparecen en los Montes Pónticos y el bloque de TASA (Hippolyte et al., 2010; Sosson et al., 2010; Ustaomer y Robertson, 2010). Se considera que la etapa sincolisional abarca desde el Oligoceno al Mioceno medio (e. g. Adamia et al., 2010; Saintot et al., 2006; Vincent et al., 2007). La placa árabe, con movimiento hacia el norte, juega como un bloque rígido en forma de cuña que se indenta al este del Cáucaso Menor y es responsable de establecer el régimen compresional que genera las fallas deslizamiento (strike-slip) y la actividad volcánica (Adamia et al., 2010).

Tras la colisión Arabia-Eurasia, la configuración del campo de esfuerzos se reorganiza reactivando fallas de deslizamiento (strike-slip) y agrupaciones de volcanes (e. g. Avagyan et al., 2005; Philip et al., 2001). El proceso de colisión puede explicar la reactivación de la actividad magmática en grandes áreas, mediante la fusión parcial de la corteza continental engrosada (Karapetian et al., 2001; Mitchell y Westaway, 1999). Otra posibilidad podría ser un proceso de separación de la placa que subduce bajo la zona oriental de Anatolia (Faccenna et al., 2006; Lei y Zhao, 2007). Sin embargo, esta segunda hipótesis no parece apropiada para explicar toda la actividad magmática generada en las regiones del Cáucaso Menor y el Gran Cáucaso, zonas relativamente

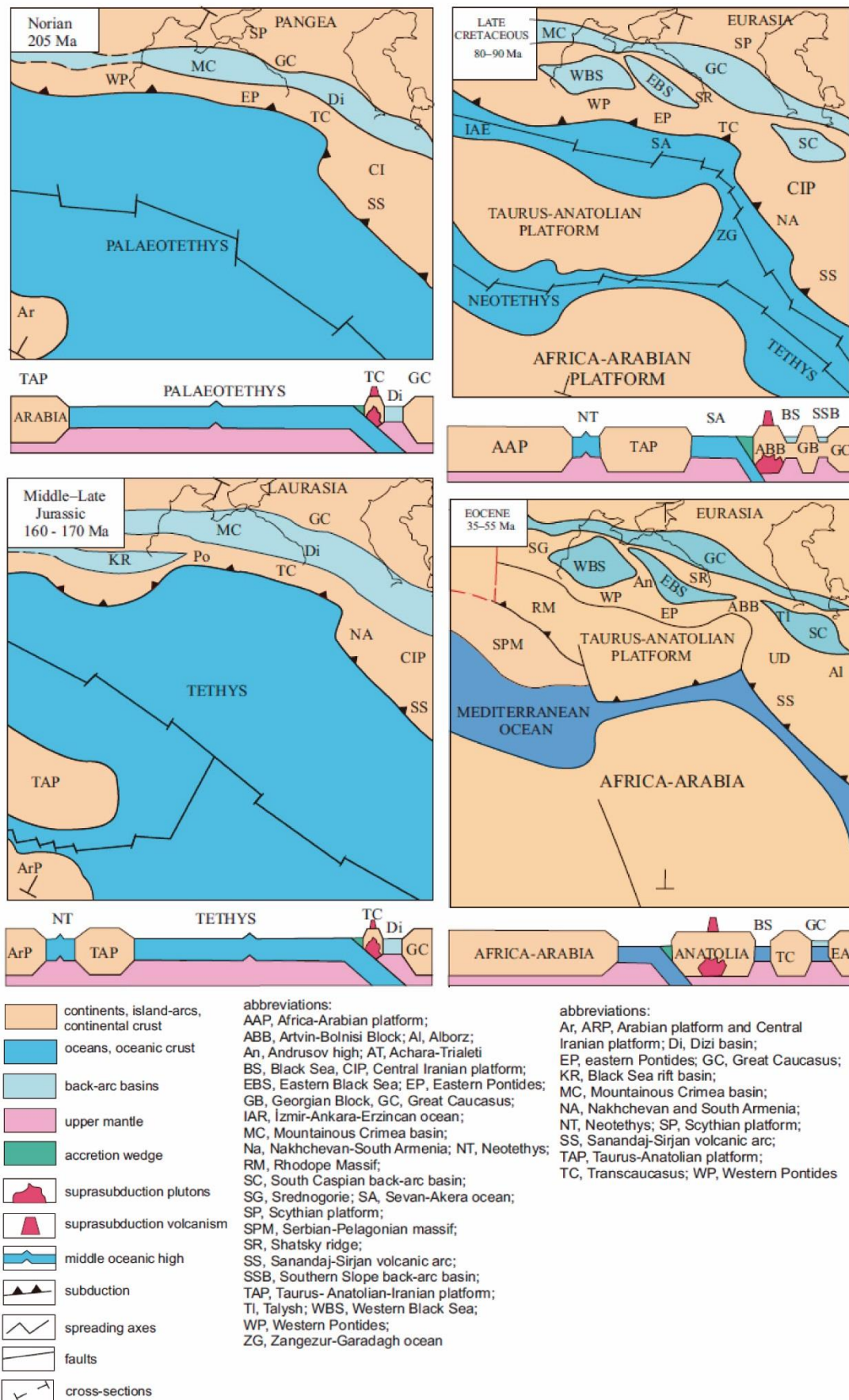


Figura 2.3. Reconstrucción tectónica de la región Mar negro - Mar Caspio desde los 205 Ma a los 35 Ma. Tomado de Adamia et al. (2011).

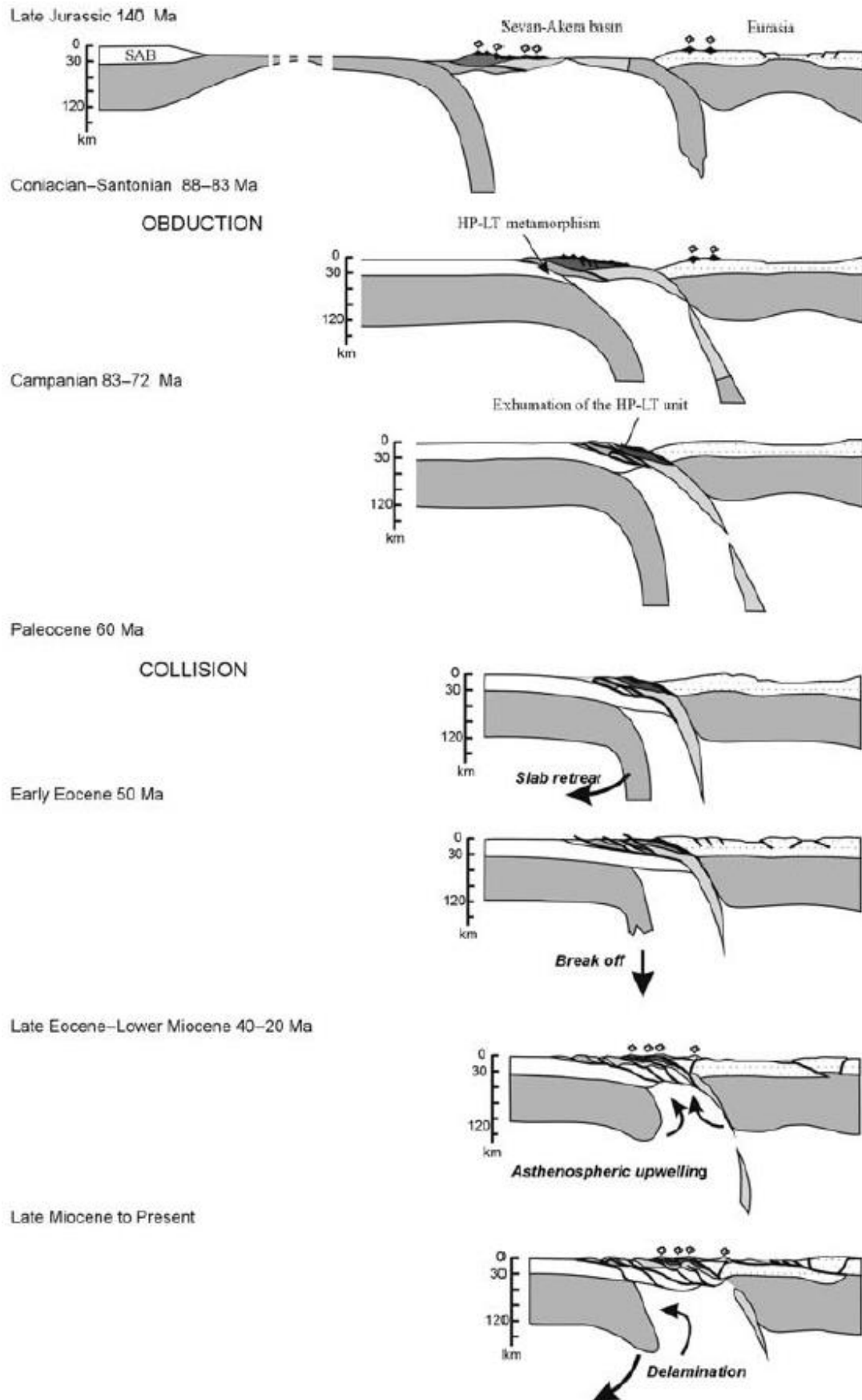


Figura 2.4. Modelos geodinámicos de la evolución del Cáucaso Menor desde el Jurásico superior hasta la actualidad. Tomado de Sosson et al. (2010).

alejadas del este de Anatolia. Otra opción podría ser una surgencia astenosférica que debilita significativamente la zona del manto litosférico continental correspondiente al SAB, que comienza su delaminación o despegue de capas (Sosson et al., 2011). Esto podría explicar el gran magmatismo y la elevación del Cáucaso Menor a partir del Plioceno.

Para una revisión más reciente de la formación del Cáucaso consultar Rolland (2017) (Fig. 2.5).

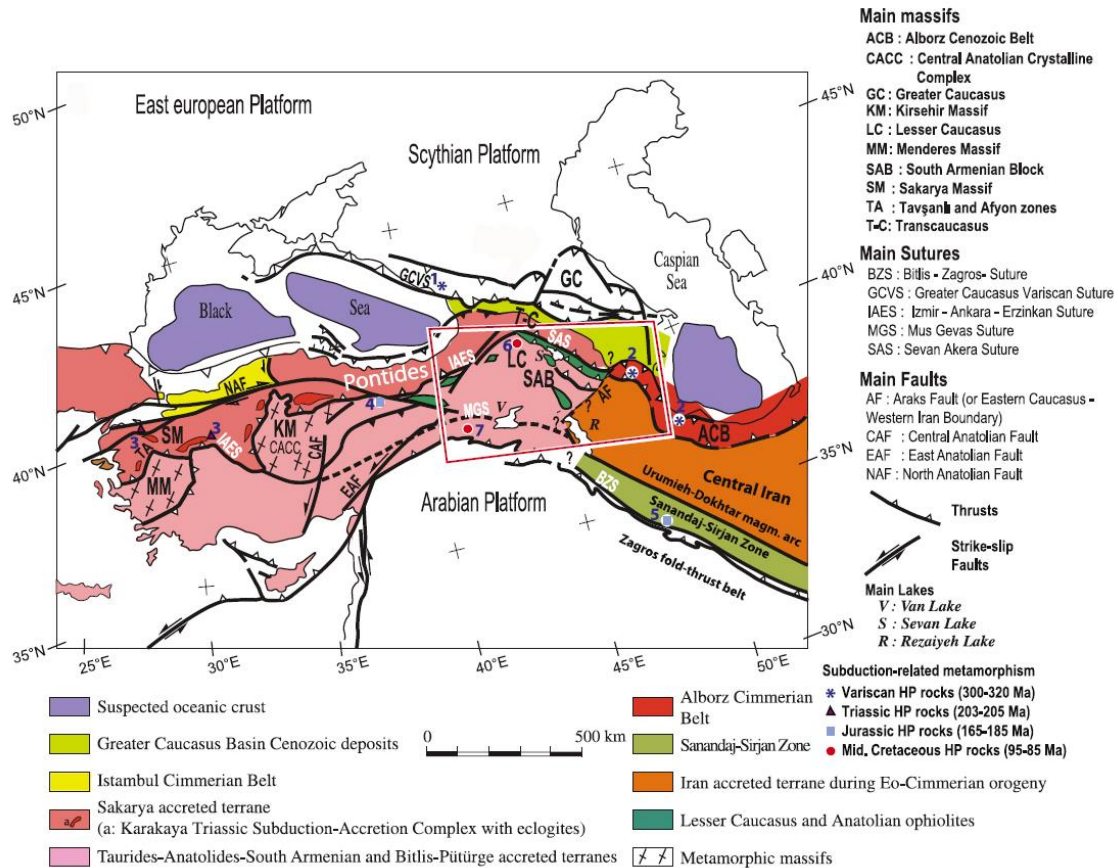


Figura 2.5. Mapa geológico general de Anatolia-Cáucaso-NO Irán, tomado de Rolland et al. (2017).

El periodo en el que se centra esta tesis es el correspondiente a la etapa postcolisional, que va desde el Mioceno tardío hasta el final del Pleistoceno. Aunque la colisión de las placas arábiga y euroasiática se considera actualmente activa, la etapa colisional se denomina de esta forma. A partir de los diferentes estudios discutidos anteriormente se puede realizar una síntesis sobre la cinemática reciente en el Cáucaso Menor y en áreas adyacentes. El régimen de esfuerzos establecido durante esta etapa genera un sistema de fallas de deslizamiento strike-slip con características de transtensión y transpresión, debido a la compresión provocada por el empuje de la placa arábiga sobre la placa euroasiática. Las estructuras que se desarrollan bajo este régimen se pueden clasificar en varios tipos (Avagyan et al., 2010): 1) pliegues y cabalgamientos con dirección O-E, 2) fallas normales N-S, 3) fallas de deslizamiento sinistras NE-SO y 4) fallas de deslizamiento dexas NO-SE. Las fracturas direccionales que controlan la cinemática reciente actúan como conductos a través de los cuales asciende el magma, produciendo la actividad volcánica subaérea que conforma la meseta de Djavakheti, y de otras regiones volcánicas adyacentes como la plataforma Armenia.

A partir de los productos de la actividad volcánica de la región de la meseta de Djhavakheti, se reconocen tres fases del magmatismo neógeno-cuaternario (Lebedev et al., 2008a; 2008b):

- i) Rocas piroclásticas y lavas subordinadas de composición andesítica-dacítica, atribuidas por Skhirtladze (1958) a la Formación Goderdzi (Mioceno tardío). En la Meseta de Djhavakheti tienen una distribución limitada a los valles de los ríos Kura y Paravani, en la parte más occidental.
- ii) Flujos básicos de lava expulsados por numerosos conos volcánicos y volcanes fisurados durante el Plio-Pleistoceno (3.7-1.8 Ma, Lebedev et al., 2008), que generaron las plataformas actuales como la meseta de Djhavakheti, dentro de la cual también se encuentra la llamada meseta de Akhalkhalaki. Estos materiales se han denominado como la Formación Akhalkalaki (Maisuradze y Kuloshvili, 1999). Se considera que la actividad volcánica correspondiente a esta fase ha llegado hasta el Holoceno en algunas zonas de Dajvakehti (Lebedev et al., 2011; Milanowskii and Koronovskii, 1973).
- iii) El vulcanismo de la fase terminal, cuyo comienzo está datado en 800 ka, solo se puede encontrar dentro de la Cordillera Samsari (Lebedev et al., 2003, 2004c, 2004d), ubicada en la zona central-norte de la meseta de Djhavakheti. Se trata de un vulcanismo caracterizado por una composición dacítica.

Las rocas volcánicas estudiadas en esta tesis se atribuyen a la última etapa (Plioceno superior-Holoceno) desarrollada en la meseta de Djavakheti y en la plataforma de Armenia (Adamia et al., 2010). El tipo de actividad volcánica, los relieves previos, los volúmenes de material erupcionado y la alta movilidad de los magmas básicos, durante esta etapa generan flujos de lava de decenas de kilómetros de extensión y decenas de metros de espesor, rellenando paleovalles, como el del valle del río Kura, donde se sitúan las secuencias de Apnia y Korkhi, y el valle del río Khrami, donde se sitúa la secuencia de Dashbashi.

Las erupciones en esta región se desarrollaron a partir de numerosas fisuras y conos monogénicos, produciendo coladas de lava intercaladas. Se trata de un vulcanismo de carácter pulsante, de forma que períodos de intensa tasa de emisión pueden estar seguidos por interrupciones de diferente duración. En particular, las coladas de la parte superior de Apnia (~3.1 Ma), que están representadas por andesitas basálticas, muy probablemente fueron emitidas por el gran cono de lava y ceniza Okami, ubicado a 9 km al SSE de la secuencia. Se asume que las coladas de la subsecuencia de Korkhi inferior (~3.1 Ma), compuesta por basaltos de alcalinidad normal, proceden del norte, posiblemente del área al oeste del lago Tabatskuri. Esta distribución parece indicar que el valle del río Paravani funcionó a modo de frontera natural, que retuvo las emisiones de aproximadamente 3.1 Ma provenientes del sur (andesitas basálticas) y del norte (basaltos). Presumiblemente, la trayectoria de este río podría coincidir con el trazo de una falla regional de orientación sublatitudinal.

2.2. SECUENCIAS DE COLADAS DE LAVA ESTUDIADAS

Los análisis realizados en esta tesis se han llevado a cabo sobre tres secuencias de coladas de lava situadas en la meseta de Djavakheti (Cáucaso Menor, Sur de Georgia): Apnia, Korkhi y Dashbashi. A continuación se va a realizar una descripción de cada una de ellas y su situación se muestra en el mapa de la Figura 2.6.:

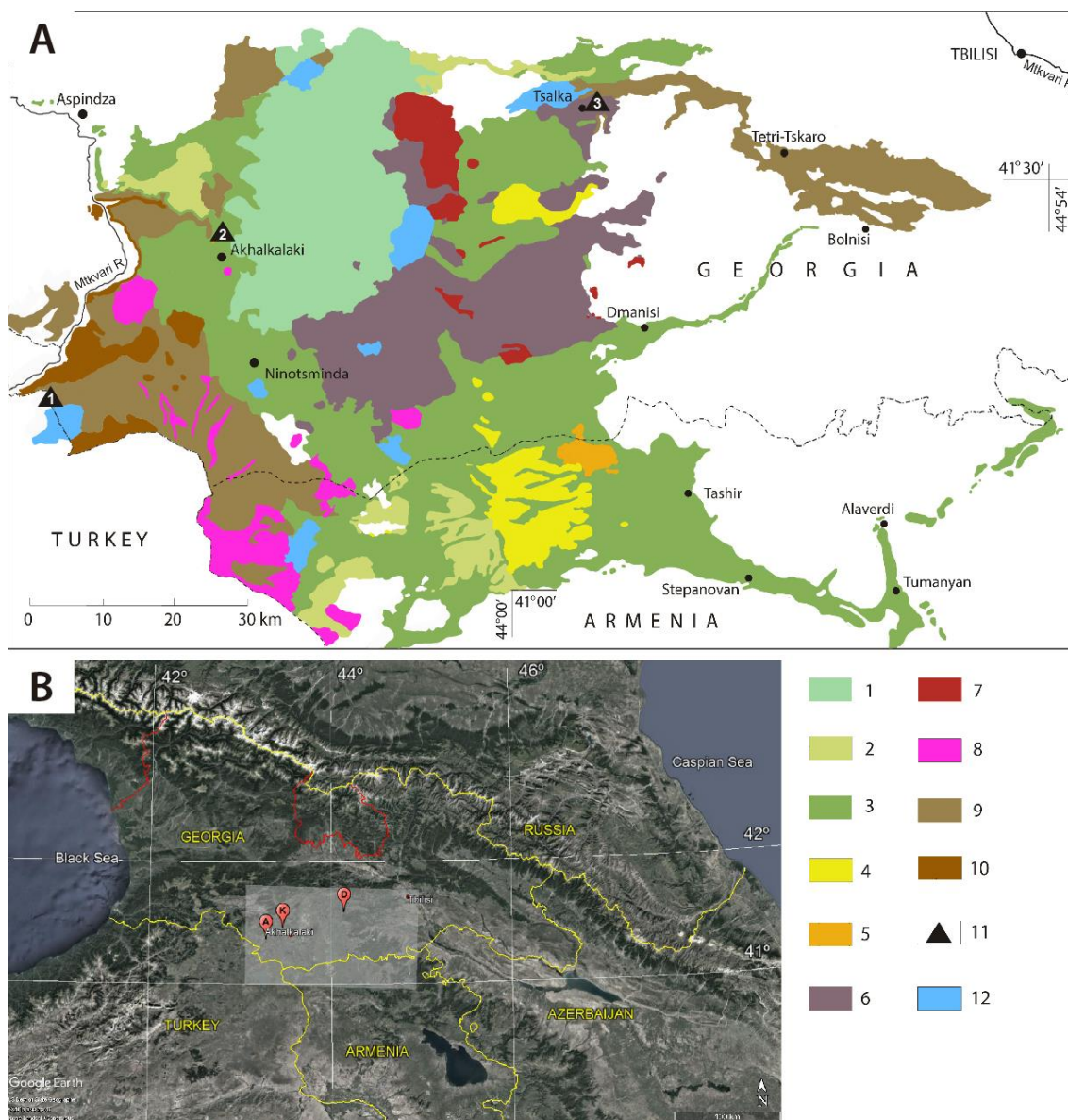


Figura. 2.6. A) Mapa geológico esquemático del magmatismo plio-pleistoceno en la meseta de Djavakheti (Cáucaso Menor) modificado de Lebedev et al. (2008) y (2015). 1 - Andesitas y dacitas cuaternarias de la región de Samsari (0-800 ka); 2-10 Fm. Akhalkalaki (Plioceno – Cuaternario): 2 - Lavas básicas (1.75 - 1.40 Ma), 3 - Lavas básicas (2.15 - 1.95 Ma), 4 - Dacitas y riolitas (2.25 Ma), 5 - Hyalodacitas (2.5 Ma), 6 - Lavas básicas (2.65 - 2.45 Ma), 7 - Riolitas y dacitas (2.85 - 2.6 Ma), 8 - Dacitas (3.15 - 3.11 Ma), 9 - Lavas básicas (3.22 - 3.04 Ma), 10 - Lavas básicas (3.75 - 3.55 Ma); 11 - Secuencias de coladas de lava muestreadas: 1) Apnia, 2) Korkhi y 3) Dashbashi; 12 - Lagos. B) Mapa de ubicación de Google Earth: Image Landsat/Copernicus © 2018 Basarsoft, US Dept. of State Geographer.

2.2.1. Apnia

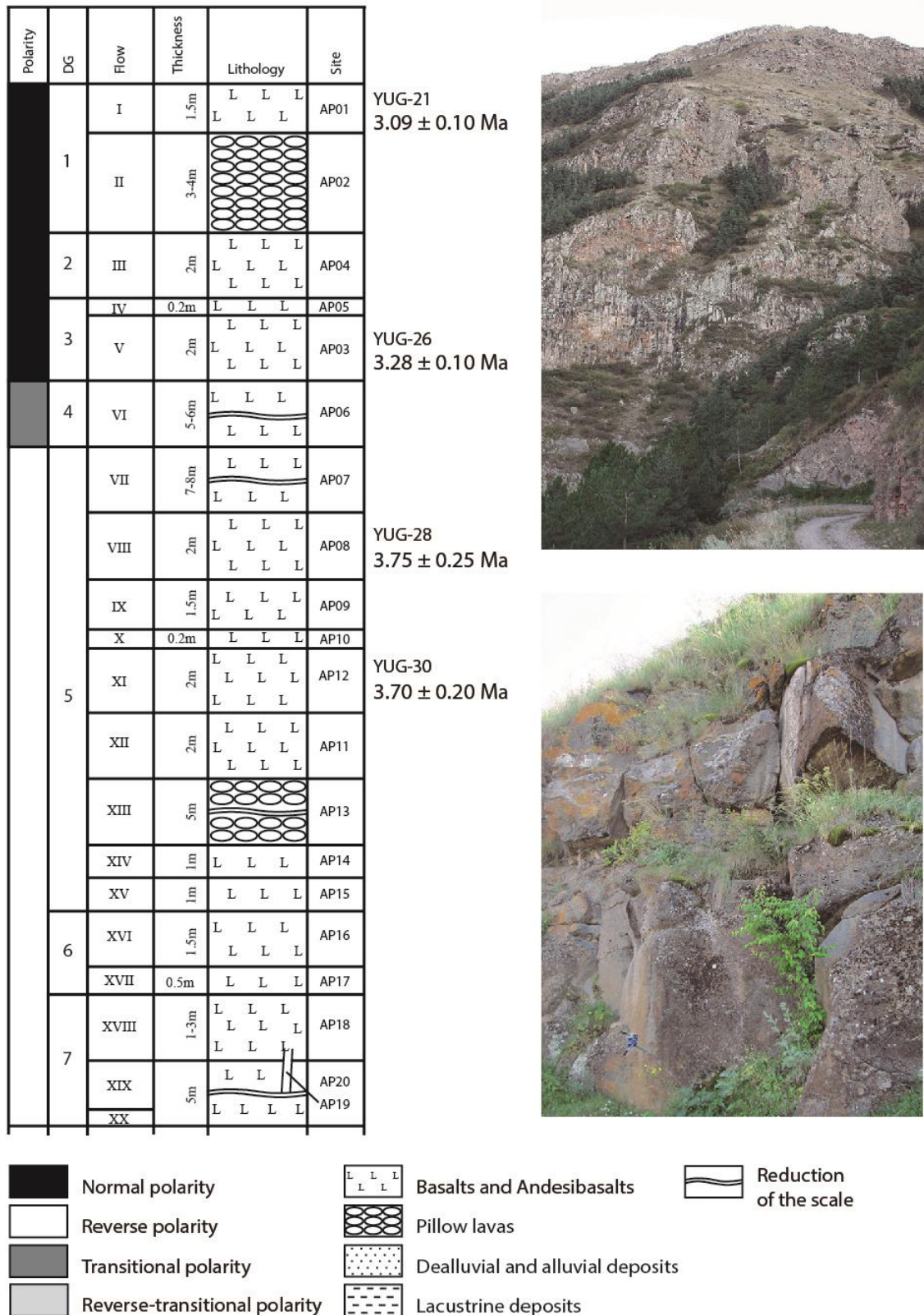


Figura 2.7. Columna estratigráfica esquemática de la secuencia de Apnia, en la que se ha realizado el muestreo paleomagnético. Ver ubicación en la Fig. 2.6. Las fechas K-Ar están tomadas de Lebedev et al. (2008a). Se muestran las polaridades magnéticas obtenidas en este trabajo.

La secuencia volcánica de Apnia se encuentra en el margen derecho del río Kura, cerca de la localidad del mismo topónimo (41°21'40"N, 43°16'02"E) (Fig. 2.6.). El muestreo paleomagnético se realizó descendiendo por la pista de tierra que va desde el pueblo hasta el yacimiento arqueológico de Vardzia. Consiste en 20 coladas de lava consecutivas de basaltos toleíticos (Fig.2.7.). Lebedev et al. (2008a) obtienen para las coladas superiores unas edades radioisotópicas K-Ar de 3.09 ± 0.10 Ma (colada AP01 en el muestreo paleomagnético y muestra YUG-21 en el muestreo para datación) y de 3.28 ± 0.10 Ma (colada AP03 y muestra YUG-26). En la parte inferior de la secuencia se han obtenidos dos edades K-Ar de 3.75 ± 0.25 Ma (colada AP08 y muestra YUG-28) y de 3.70 ± 0.20 Ma (colada AP12 y muestra YUG-30).

En la fig. 2.7. se describe el aspecto general de las coladas en las que se realizó el muestreo paleomagnético. A grandes rasgos se trata de una sucesión de 20 coladas de lava de espesores entre 0.2 y 8 m. Dos de las lavas (AP02 y AP13) corresponden a lavas almohadilladas, emitidas de forma subacuática en masas de agua de ríos o lagos locales (Fig. 2.7.). La colada AP19 corresponde a un amplio dique situado dentro de la colada AP20.

Las coladas superiores tienen un aspecto más masivo mientras que las inferiores tienden a ser tabulares. En las inferiores se observan xenolitos de hasta 150×60 cm de dimensión. La colada AP15, con un espesor aproximado de 1 m, se halla completamente quemada y tiene un aspecto rojizo, tipo escoria. Presenta alta porosidad con un tamaño de poro de hasta 3 x 4 cm. De la misma manera, los primeros 60 cm de la AP16, de 1.5 m de espesor, también aparecen quemados. El tamaño máximo de los poros en esta colada alcanza hasta 8 x 4 cm. Esta misma alta porosidad también se observa en AP16, AP17 y AP18. Adicionalmente, las coladas inferiores están relativamente más alteradas. Se reconocen micro-fallas y grietas, sobre todo en las coladas AP16 y AP17, por lo que se extremó la precaución durante el muestreo paleomagnético, para evitar las zonas alteradas y buscar afloramientos de la mismas coladas de lava sin alteración. Una grieta de al menos 1.5 m atraviesa las coladas AP16, AP17 y AP18 y está rellena de material proveniente de AP16.

Las lavas almohadilladas (AP02 y AP13) presentan numerosas grietas y cavidades rellenas por materiales provenientes de coladas de horizontes superiores, formando pseudodiques de 0.01 m a 0.5 m de espesor. En algunos lugares, estos pseudo-diques alcanzan hasta 6 metros. De la misma forma, también se observan algunas zonas de las coladas con pequeñas venas de 1 cm de anchura rellenas del mismo material de coladas suprayacentes. Para el muestreo paleomagnético también se evitó perforar en partes de las coladas con grietas y diques.

La descripción petrográfica *de visu*, permite observar que la secuencia de Apnia está constituida por basaltos toleíticos con estructura porfídica y abundantes cristales de olivino y plagioclasa. La plagioclasa representa el 55-60% de la masa de roca, el piroxeno y clinopiroxeno un 20-25%, el olivino menos del 15-20% y aproximadamente un 5% del total corresponde a vidrio poco cristalizado con pequeñas inclusiones de apatito tipo aguja. Las plagioclasas se presentan en cristales de forma prismática, y en ocasiones tabular, de 0.5 mm a 2 mm. Estos minerales no presentan alteraciones aparentes. Los cristales de olivino presentan tamaños que varían entre 0.3-0.4 mm y 1 mm. Se encuentran parcialmente alterados y en ocasiones se observa una sustitución por

minerales secundarios en sus bordes. La mayor parte de la matriz de la roca es de grano fino compuesta también por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y vidrio. La plagioclasa en la matriz se encuentra en forma de listones de hasta 0.2 mm, distribuidos de manera aleatoria. El espacio entre ellos está relleno de granos finos (0.1-0.2mm) de clinopiroxeno y olivino. En menor proporción aparecen cristales euhedrales y anhedrales de minerales mena (metálicos) y vidrio, de hasta 0.3 mm.

Las lavas almohadilladas (AP02 y AP13) también son basaltos toleíticos compuestos principalmente de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino. Se observan plagioclasas polisintéticas en forma de listones de 0.3-0.4 mm a 3 mm, y algunas de ellas presentan una leve zonificación. Los cristales están distribuidos aleatoriamente, formando en ocasiones pequeñas aglomeraciones. El clinopiroxeno, de color marrón pálido, presenta un hábito prismático y formas anhedrales de diferentes tamaños de hasta 1 mm. En el espacio entre los cristales de plagioclasa y clinopiroxeno, se puede encontrar una abundante proporción de cristales de olivino. Los olivinos presentan formas anhedrales y hábitos equidimensionales. Los bordes y grietas se ven ligeramente sustituidos por minerales mena de color marrón. También se encuentran cristales de piroxeno de menor tamaño y vidrio no totalmente cristalizado en muy pequeñas cantidades. La plagioclasa apenas aparece.

2.2.2. Korkhi

La secuencia volcánica de Korkhi está situada en la margen izquierda del cruce de los ríos Korhistskali y Paravani, sobre la carretera Aspindza-Akhalkalaki (41° 27' 31"N, 43° 27' 55"E) (Fig. 2.6.). El muestreo paleomagnético se realizó en el talud de la carretera. La secuencia se compone de dos horizontes con edades diferentes separados por una superficie de erosión (Fig. 2.8.). Ambas subsecuencias inferior y superior, están compuestas por basaltos andesíticos, Korkhi inferior está constituida por 17 coladas de lava consecutivas y Korkhi superior por 10 coladas de lava, también consecutivas. Se han realizado tres dataciones K-Ar para los estudios llevados a cabo en esta tesis con la colaboración del Dr. Vladimir A. Lebedev en el Isotope laboratory del Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry (IGUM) - Russian Academy of Sciences (RAS) (Moscú, Rusia). En la colada KR27 (muestra YUG-330) se ha obtenido una edad de 1.85 ± 0.08 Ma; en KR17 (YUG-331) 3.11 ± 0.20 Ma; y en KR05 (YUG-332) 3.08 ± 0.09 Ma.

La descripción estratigráfica de los afloramientos donde se realizó el muestreo paleomagnético permite describir el aspecto general de las coladas de lava (Fig.2.8). Se trata de 27 coladas de lava separadas por una superficie de erosión cubierta por dos niveles de 1.5 m cada uno de depósitos lacustres y aluviales, respectivamente. La subsecuencia Korkhi inferior presenta 17 coladas de lavas consecutivas de basaltos andesíticos con espesores que varían entre 0.5 y 5 m. La colada KR16 es una lava almohadillada similar a las observadas en la secuencia de Apnia. Su enfriamiento se realizó bajo una masa de agua local como puede ser un lago o una corriente de agua situada en el fondo de los valles que, como ya se ha mencionado en el apartado 2.1., son rellenados por los productos volcánicos de la fase magmática plio-pleistocena. Las coladas KR09 y KR14, junto con la KR16, se acuñan bajo las coladas suprayacentes. El resto de las coladas presentan un aspecto tabular.

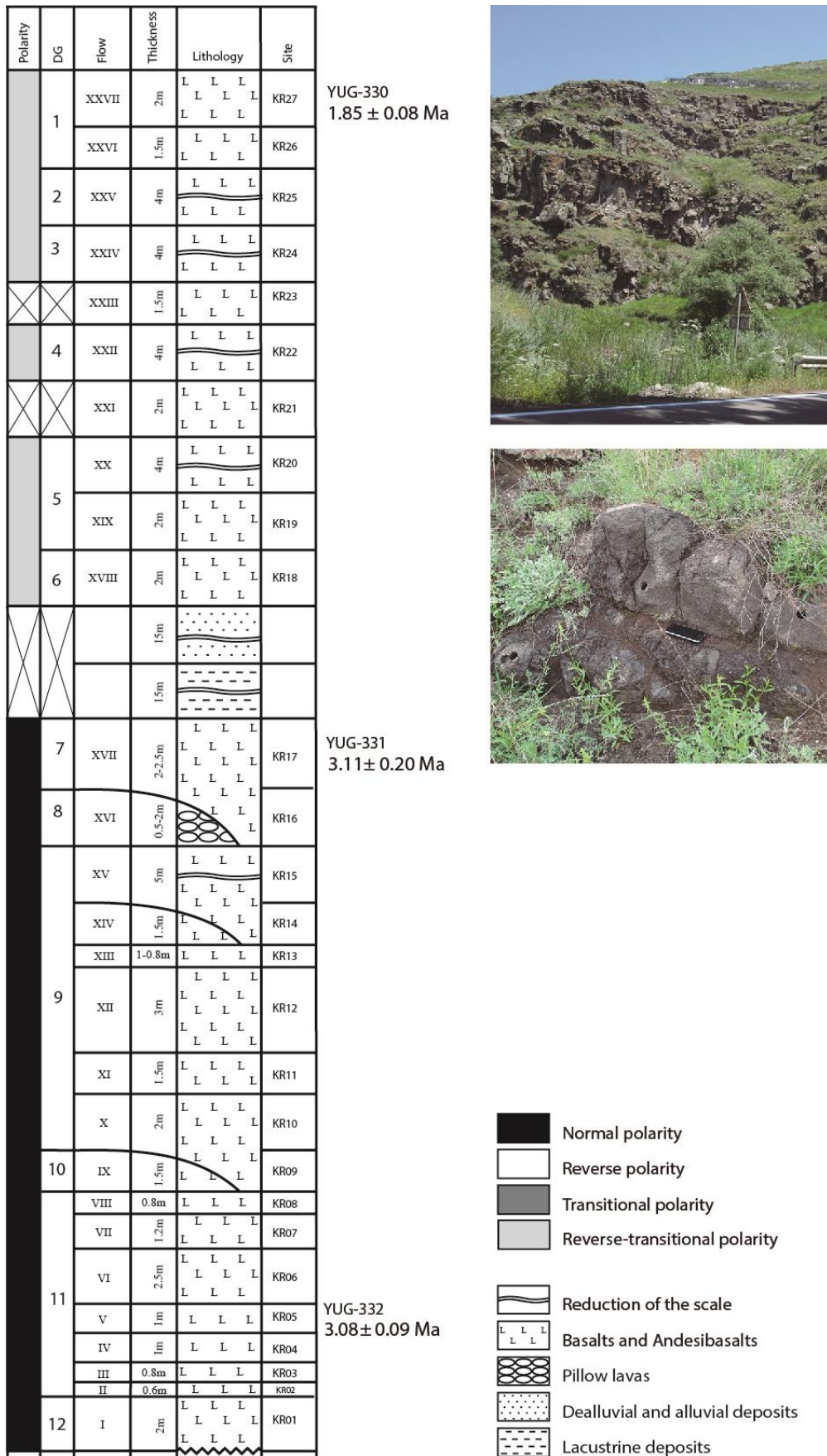


Figura 2.8. Columna estratigráfica esquemática de la secuencia de Korkhi, en la que se ha realizado el muestreo paleomagnético. Ver ubicación en la Fig. 2.6. Las fechas K-Ar y las polaridades magnéticas se han obtenido en este trabajo.

La subsecuencia Korkhi superior presenta 10 coladas de lavas que también corresponden a basaltos andesíticos, con espesores de entre 1.5 m y 4 m, y aspecto tabular en general. Las coladas KR21 y KR23 no se encontraron in situ.

Cabe señalar que las partes superiores e inferiores de todas las coladas presentan una alta porosidad y aparecen quemadas, por lo que se evitó muestrear en estas zonas. El espesor de la parte porosa varía entre 0.1 y 1.2 m. Las coladas KR01-KR04, KR07, KR08 y KR11 son completamente porosas. El tamaño del poro varía desde 1 mm hasta 10 cm y a menudo están rellenos de calcita.

La descripción petrográfica, permite observar que la secuencia de Korkhi está constituida por basaltos andesíticos con estructura porfídica. Los principales minerales son olivino y plagioclasas con un tamaño de cristales de 0.4 - 0.7 mm hasta 1.5 mm. En algunas ocasiones, las plagioclasas contienen pequeñas inclusiones de olivino y clinopiroxeno. Algunos fenocristales de olivino están sustituidos por bowlingitas (o saponitas). La matriz presenta una textura dolerítica principalmente, con listones de labradorita (plagioclasa), olivino y clinopiroxeno.

2.2.3. Dashbashi

La secuencia volcánica de Dashbashi se encuentra en el margen izquierdo del río Kura, junto a la localidad del mismo topónimo, cerca de Tsalka (41° 35' 31"N, 44° 07' 58"E) (Fig. 2.6.). El muestreo paleomagnético se realizó descendiendo por la pista de tierra que va desde el pueblo hasta el fondo del valle. Consiste en 17 coladas de lava consecutivas compuestas por basaltos y basaltos andesíticos. Según Lebedev et al. (2008b) las coladas DB03-A (muestra YUG-173) y DB07 (muestra YUG-174) tienen unas edades radioisotópicas K-Ar de 3.25 ± 0.25 Ma y 2.45 ± 0.25 Ma, respectivamente.

En la fig. 2.9. se describe el aspecto general de las coladas de lava en las que se realizó el muestreo paleomagnético. Se trata de tres sucesiones de coladas de lava, con espesores variables de entre 0.4 y 17 m, separadas por dos depósitos lacustres que señalan un corto periodo de tiempo de interrupción en las emisiones. Las sucesiones quedarían separadas de la siguiente forma: 1) DB01-DB06, de composición basáltica 2) DB07-DB14, de composición basáltica-andesítica y 3) DB15-DB16, también de composición basáltica-andesítica. El afloramiento se encuentra sobre el basamento de granito paleozoico correspondiente al macizo de Khrami. La colada DB04 se encuentra acuñaada por debajo de un nivel de brechas. Las coladas de menor espesor tienen aspecto tabular mientras que las que superan los 2 m tienen una apariencia más masiva.

El análisis petrográfico de la muestra YUG-173 (colada DB03-A), de la parte masiva de la primera sucesión, muestra una composición basáltica con textura dolerítica, compuesta de labradorita (hasta 2 mm), olivino (hasta 0.7 mm) parcialmente reemplazado por iddingsita, clinopiroxeno (hasta 0.6 mm) y agregados de minerales mena. La muestra YUG-174 (colada DB07) correspondiente a la segunda sección, muestra una composición de andesita basáltica calcoalcalina. Presenta una textura porfídica donde los fenocristales son principalmente de plagioclasa, con un tamaño de hasta 0.6 mm y composición de labradorita. La matriz tiene una textura microdolerítica, constituida por listones de labradorita, clinopiroxeno, olivino y agregados de minerales mena.

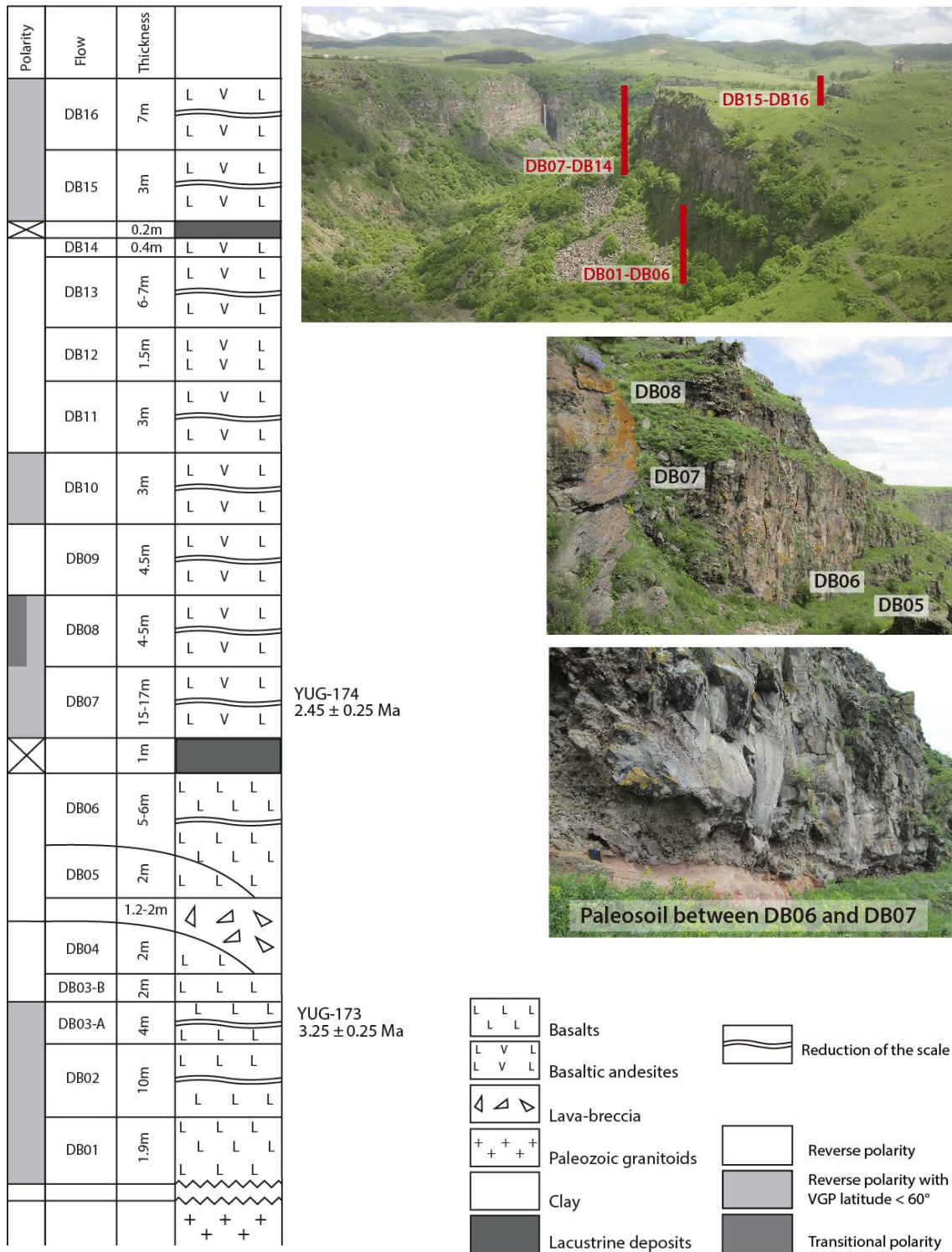
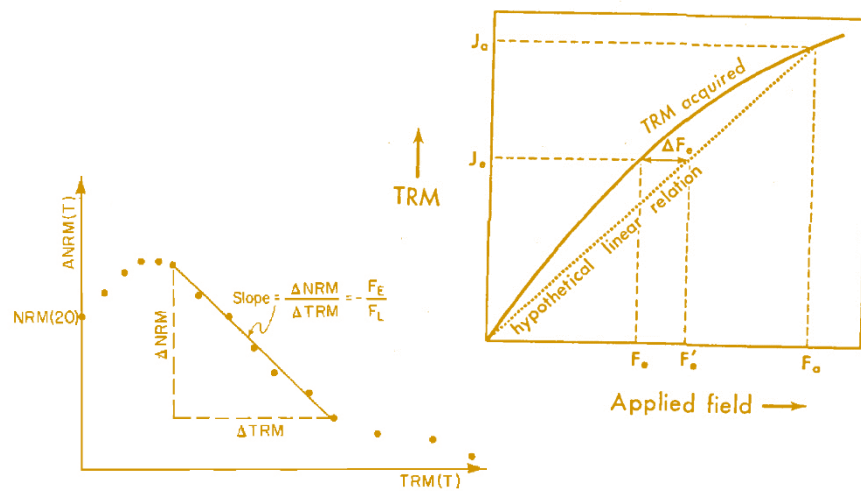


Figura 2.9. Columna estratigráfica esquemática de la secuencia de Dashbashi, en la que se ha realizado el muestreo paleomagnético. Ver ubicación en la Fig. 2.6. Las fechas K-Ar están tomadas de Lebedev et al. (2008b). Se muestran las polaridades magnéticas obtenidas en este trabajo.

3. METODOLOGÍA



3.1. Trabajo de campo y toma de muestras	55
3.2. Magnetización en rocas volcánicas	57
3.3. Métodos para la determinación de los minerales portadores de la remanencia y sus características	60
3.3.1. Experimentos con la balanza de translación de campo variable	60
3.3.2. Análisis de láminas delgadas pulidas	65
3.4. Direcciones paleomagnéticas	68
3.5. Determinación de la paleointensidad absoluta	70
3.5.1. Métodos tipo Thellier	71
3.5.1.1. El método Thellier-Thellier (Thellier y Thellier, 1959)	71
3.5.1.2. El método IZZI (Yu et al., 2004)	75
3.5.1.3. Criterios de selección Thellier	77
3.5.2. Métodos tipo multiespécimen	82
3.5.2.1. Criterios de selección multiespécimen	91
3.5.3. Dos metodologías para la obtención de paleointensidades de alta fiabilidad: 1) Métodos tipo Thellier y criterios CCRIT y 2) Enfoque multimétodo	84
3.6. Dataciones K-Ar	96

En este capítulo se van a describir las técnicas utilizadas en la obtención de las muestras, características térmicas y de estabilidad de los minerales portadores de la magnetización, direcciones paleomagnéticas y paleointensidades absolutas. Los procedimientos de muestreo, magnetismo de rocas y desmagnetizaciones térmicas y por campos alternos realizados en esta tesis son los habitualmente empleados en el campo del paleomagnetismo. Por ello, se va a prestar más atención a las diferentes técnicas usadas para la determinación de paleointensidades absolutas. La comparación de los métodos de paleointensidad empleados en la presente tesis tiene un doble objetivo. Por un lado, evaluar las técnicas utilizadas y por otro, obtener paleointensidades de una alta fiabilidad.

3.1. TRABAJO DE CAMPO Y TOMA DE MUESTRAS

Para llevar a cabo el muestreo de las secuencias de coladas de lava es muy importante el reconocimiento de los contactos para tener la seguridad de estar muestreando coladas de lava independientes. Un contacto entre coladas de lava visiblemente continuo a lo largo del afloramiento, las finas superficies quemadas de aspecto blanquecino en la parte superior de las coladas o una alta concentración de vacuolas, también en la parte superior de las coladas, son características que ayudan a ello. En el equipo de trabajo, durante las campañas de campo, ha participado el Dr. George T. Vashakidze, geólogo de la Universidad de Tbilisi, experto en rocas ígneas y gran conocedor de la zona estudiada. Gracias a su experiencia en el estudio de este tipo de secuencias a nivel petrológico fue posible la correcta identificación de las coladas de lava individuales.



Figura 3.1. Imágenes de los afloramientos de algunas de coladas de lava de las secuencias de Dashbashi (A y B), Khaveti (C) y Apnia (D).

Las secuencias estudiadas en la tesis, Apnia, Korkhi y Dashbasi, fueron localizadas gracias a los trabajos previos de Calvo-Rathert et al. (2013), Goguitchaichvili et al. (2000) y Sologashvili (1986). Apnia y Korkhi fueron muestreadas durante dos campañas previas al comienzo de la tesis, en septiembre de 2011 y mayo de 2013, y revisadas en las posteriores campañas de 2014 y 2015, ya dentro de las actividades de la tesis. En mayo de 2014 fue muestreada la secuencia de Dashbasi. Además, en una última campaña se muestreó la secuencia de Khaveti, de características similares a las anteriores y de mayor longitud. Se espera poder abordar su estudio en proyectos de investigación futuros. Todas las secuencias fueron muestreadas de base a techo, excepto Apnia, que en su caso fue muestreada de techo a base.

El muestreo se realizó con un taladro portátil refrigerado por agua (Fig. 3.2.c). Cada estación paleomagnética coincide con una colada de lava diferente en la que, de forma habitual, se obtienen ocho testigos, equivalente cada uno de ellos a tres muestras estándar cilíndricas de 11 cm³ (2.5 cm de diámetro y 2.2 cm de altura) (Fig. 3.2.f). Las muestras fueron orientadas in situ con brújula solar, brújula magnética e inclinómetro (Fig. 3.2.d). El dato solar es más riguroso, pero en algunas ocasiones, debido a la climatología o la situación del afloramiento, no fue posible utilizar la brújula solar, por lo que solo se dispone de dato magnético. En estos casos se calcula la diferencia media por colada entre el acimut solar y el magnético, en aquellas que se dispone de ambos datos, y se aplica la diferencia a las coladas que presentan solo orientación magnética. Es aconsejable, siempre que sea posible, muestrear la parte superficial de la colada de lava, siempre que no se haya visto alterada durante el emplazamiento de la colada inmediatamente superior. La zona más exterior de una colada de lava sufre un enfriamiento más rápido que la parte interna, por lo que el proceso de enfriamiento es más fácil de reproducir en el laboratorio (tiempos más cortos) durante los experimentos de paleointensidad. Por otra parte, el escoger especímenes de la parte más interna de los testigos permite evitar procesos de alteración, ya que la capa externa de las coladas puede aparecer meteorizada.

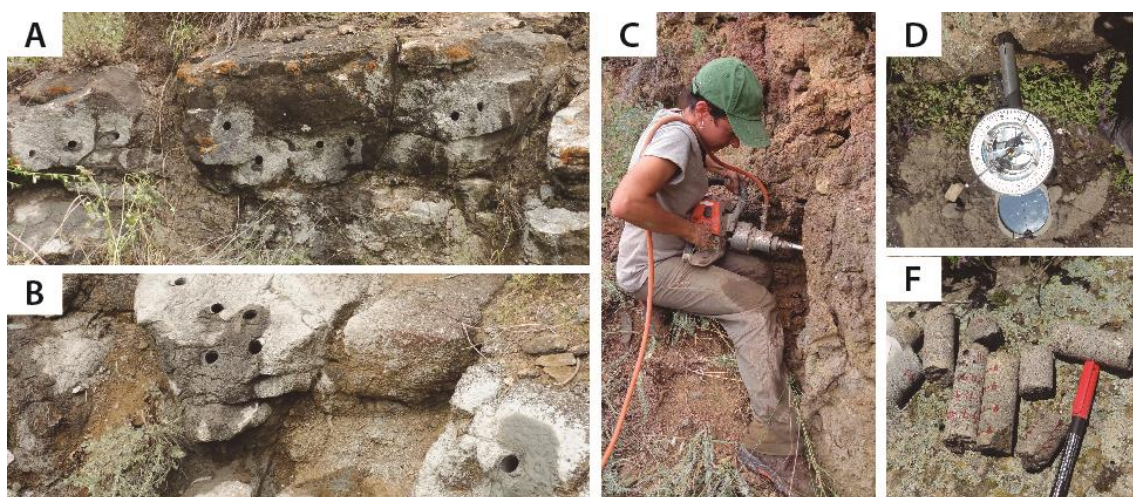


Figura 3.2. A y B) Dos coladas de lava tras el muestreo. C) Taladro portátil refrigerado por agua durante el muestreo. D) Orientador de los testigos compuesto por brújula solar, brújula magnética e inclinómetro. E) Testigos obtenidos de una colada de lava o estación paleomagnética.

Una vez en el laboratorio, los testigos son cortados con una cortadora de disco, también refrigerada por agua, con diferentes tamaños (Fig. 3.3.a y c). El tamaño de la

muestra estándar (11 cm³) se utilizó en los experimentos piloto de desmagnetización, pero se utilizó el tamaño de media muestra estándar para el resto de las desmagnetizaciones. Además, se empleó una perforadora de mesa con una broca de 8 mm de diámetro para submuestrear las muestras estándar y obtener "minimuestras" para usar en una parte de los experimentos de paleointensidad (Fig. 3.3.b y d).

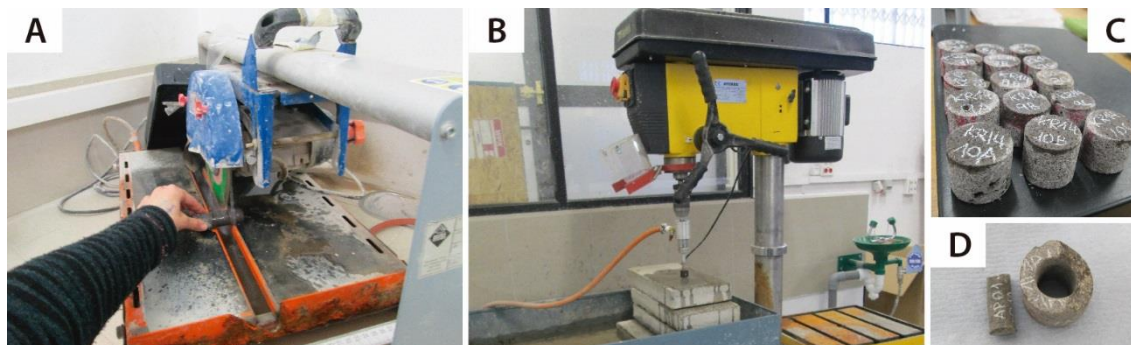


Figura 3.3. Cortadora de disco, perforadora de mesa, muestras estándar y minimuestra.

3.2. LA MAGNETIZACIÓN EN ROCAS VOLCÁNICAS

Las metodologías usadas en esta tesis se basan en la capacidad de las rocas para adquirir una magnetización remanente en presencia del campo magnético terrestre (CMT), a la que se denomina de forma genérica magnetización remanente natural (NRM). La NRM está relacionada con procesos asociados a la formación y posterior evolución de las rocas. En función del tipo de roca, los mecanismos de adquisición pueden ser diferentes. El objeto de estudio de esta tesis son varias secuencias de coladas volcánicas, las cuales adquieren la magnetización mediante un proceso térmico que se denomina magnetización remanente térmica (TRM). Este mecanismo de adquisición de la remanencia no solo se observa en rocas ígneas, sino también en otros materiales, como por ejemplo los materiales arqueológicos quemados.

El origen de las propiedades magnéticas de un material reside en el momento magnético de los átomos que lo constituyen. El momento atómico es una suma de los momentos magnéticos orbitales y de los momentos magnéticos relacionados con el espín de los electrones. La suma vectorial de los momentos atómicos contenidos en una muestra de roca de tamaño conocido nos da la magnitud de la magnetización, definida como el momento magnético por unidad de volumen.

Los minerales ferromagnéticos (s.l.) contenidos en la roca son los responsables de la capacidad de adquirir y retener la magnetización. Se trata de minerales metálicos donde los electrones se encuentran desapareados (su espín no está compensado por otro electrón de espín opuesto en el mismo átomo) y por lo tanto tienen un elevado momento atómico, si no se anulan entre sí. Además, los átomos se sitúan en posiciones muy próximas en la red cristalina, generando una fuerte interacción entre los momentos adyacentes que permite una alineación paralela o antiparalela entre ellos mismos. Los minerales ferromagnéticos son capaces de mantener la magnetización remanente adquirida en presencia de campo externo, tras la retirada del campo. Este comportamiento es fundamental para el paleomagnetismo.

Cuando un material ferromagnético supera la temperatura de Curie (T_C) pasa a tener un comportamiento paramagnético, donde los momentos magnéticos no interactúan y son capaces de alinearse con el campo externo, configuración que desaparece cuando el campo externo se retira. En cambio, cuando el material se enfría por debajo de la T_C , los momentos magnéticos de los granos se van estabilizando en función del volumen, campo coercitivo microscópico y magnetización de saturación de los mismos. La temperatura a la cual se produce esta estabilización se denomina temperatura de bloqueo (T_b). En ausencia de campo magnético los granos se bloquean con sus momentos magnéticos al azar y la magnetización de la roca es nula. Sin embargo, durante el enfriamiento en presencia de un campo magnético débil las magnetizaciones de cada grano quedan alineadas en la dirección más próxima posible a la del campo ambiental. La T_C es distintiva de cada material y constituye por ello un criterio muy útil de identificación de materiales. Los minerales ferromagnéticos más comunes en las rocas son óxidos de hierro como la magnetita, la maghemita y la hematites, donde el hierro puede aparecer sustituido parcialmente por titanio, aluminio o sílice. Otros menos comunes son la goethita (hidróxido de hierro) y sulfuros de hierro como la pirrotina y la greigita. Cada tipo de mineral presenta una T_C diferente y una estructura cristalográfica propia que van a condicionar las características del proceso de adquisición de la magnetización.

La forma más sencilla de explicar cómo los granos de los minerales ferromagnéticos adquieren una magnetización es mediante un modelo de grano monodominio (SD) donde los granos no interactúan entre sí. Los granos ferromagnéticos, como ya se ha comentado, poseen una magnetización propia en ausencia de campo que es la suma de los momentos magnéticos de los átomos que contienen. Debido a la anisotropía de la red cristalina o a la forma del grano, la magnetización presenta una dirección favorable que se denomina eje de fácil magnetización. Al aplicar un campo en la misma dirección y sentido, la magnetización no aumenta porque ya está saturada. Esto es debido al alineamiento máximo que presentan los momentos atómicos. Al aplicar un campo en la misma dirección y sentido contrario, la magnetización se orienta en sentido opuesto al inicial cuando el campo aplicado alcanza un valor determinado llamado campo coercitivo (B_C). Sin embargo, si el campo aplicado tiene una dirección diferente a la del eje de fácil magnetización, el momento magnético total del grano monodominio rota hasta una dirección intermedia entre el campo aplicado y el eje en función de la magnitud del campo aplicado. Al eliminar el campo, la magnetización regresa al eje de fácil magnetización con el sentido más próximo al inicial.

Este análisis se puede aplicar al nivel de muestra de roca, la suma de los momentos magnéticos de todos los granos monodominio tras el enfriamiento, constituye su NRM. Los orientados en la misma dirección y sentido, permanecerán igual. En aquellos con una orientación inicial mayor a 90° grados con la dirección del campo aplicado, el momento magnético cambiara de sentido. Como resultado, tendremos una orientación preferente de los momentos de los granos paralela al campo aplicado.

Para que se produzca la rotación de la orientación de la magnetización es necesario suministrar energía térmica. La teoría sobre la estabilidad de la magnetización en función de la energía térmica y la energía de anisotropía de la red cristalina (Néel, 1955) permite establecer que la magnetización de un conjunto de granos monodominio

decrece exponencialmente con el tiempo (ecuación 1). Este periodo de tiempo es el tiempo de relajación (τ) (ecuación 2), que depende del tamaño de grano y de la temperatura. La denominada temperatura de bloqueo (T_B) pasa del orden de segundos a millones o centenares de millones de años (ecuación 3). De esta forma las rocas pueden proporcionar un registro paleomagnético que permanece estable a escala geológica.

(1) $M(t) = M_0 \exp\left[\frac{-t}{\tau}\right]$

(2) $\tau = \frac{1}{C} \exp\left[\frac{K_u V}{kT}\right]$

(3) $T_B = \frac{KV}{k_B \ln(\tau_m/\tau_0)}$

M(t): magnetización en función de la temperatura
 M_0 : magnetización inicial
t: tiempo
 τ : tiempo de relajación

C: factor de frecuencia
 K_u : constante de anisotropía (energía de la anisotropía por unidad de volumen) depende de la forma del grano y de las propiedades de la red cristalina
V: volumen del grano monodominio
k: constante de Maxwell-Boltzmann (kT = energía térmica)
T: temperatura

T_B : temperatura de bloqueo
 k_B : constante de Boltzmann
 τ_m : tiempo de magnetización de una partícula
 τ_0 : tiempo característico (tiempo en el que la magnetización cambia de sentido espontáneamente debido a la energía térmica)

Cuando los granos monodominio son muy pequeños o muy grandes no son capaces de registrar una magnetización estable. En el caso de los granos de mayor volumen, la energía magnética es demasiado grande y el sistema tiende a minimizarla dividiendo la red cristalina en regiones con diferentes direcciones de magnetización o dominios magnéticos. A estos granos los llamamos multidominio (MD). Presentan un campo coercitivo (B_c) bajo, por lo que es más difícil que mantengan una magnetización estable. Los granos con un pequeño número de dominios y con un comportamiento cercano a monodominio se denominan pseudo-monodominios (PSD) (Fig. 3.4., Villalaín Santamaría, 2016). También existe otro tipo de comportamiento llamado superparamagnético (SP) donde los granos son muy pequeños y son capaces de magnetizarse, pero solo mantienen la magnetización durante un tiempo muy corto.

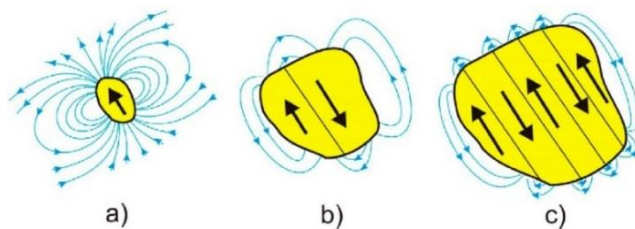


Figura 3.4.
Modelos esquemáticos de granos:
a) monodominio (SD)
b) pseudo-monodominio (PSD)
c) multidominio (MD)
Tomado de Villalaín Santamaría (2016).

Con este apartado se pretende mostrar los aspectos principales que intervienen en la adquisición de la magnetización en rocas volcánicas. Para una explicación más detallada se pueden consultar los libros de Butler (1998) y Tauxe et al. (2010).

3.3. MÉTODOS PARA LA DETERMINACIÓN DE LOS MINERALES PORTADORES DE LA REMANENCIA Y SUS CARACTERÍSTICAS

3.3.1. Experimentos con la balanza de translación de campo variable

Mediante la realización de experimentos de magnetismo de rocas podemos determinar los portadores de la magnetización remanente, obtener información sobre su estabilidad térmica y de su tamaño de grano. Los resultados de estos análisis nos permiten realizar una preselección de especímenes para los experimentos de determinación de la paleointensidad absoluta. Tanto la interpretación de las direcciones paleomagnéticas de una componente determinada, como de las paleointensidades obtenidas, requieren de información adicional sobre estas características. Los experimentos desarrollados son los siguientes (Fig.3.5):

- Curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isoterma (IRM)
- Curvas *back-field*
- Ciclos de histéresis
- Curvas termomagnéticas (Ms-T)

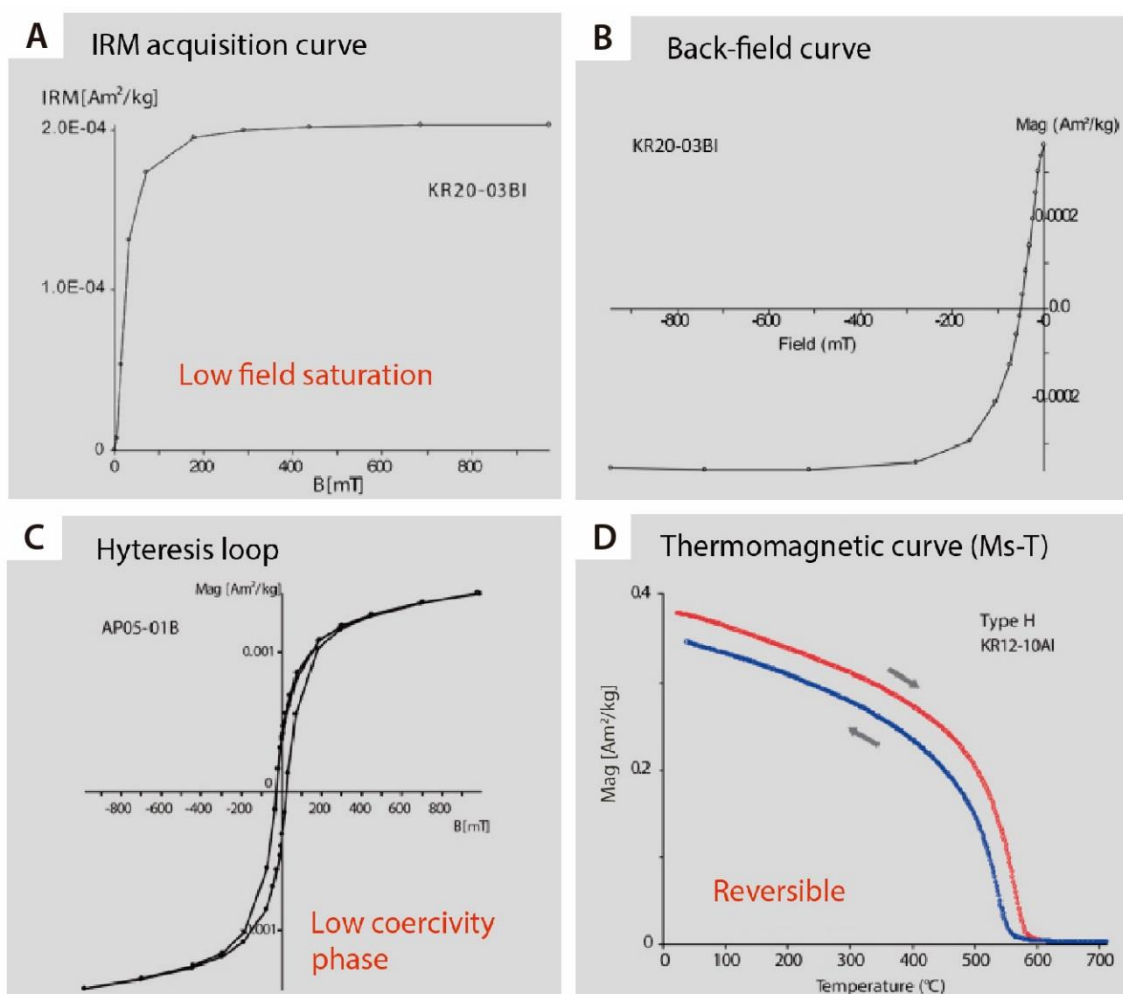


Figura 3.5. Ejemplos de curvas obtenidas en cada uno de los experimentos realizados con la balanza de translación de campo variable (VFTB, variable field translation balance). A) Curva de adquisición de la magnetización remanente isoterma (IRM). B) Curva de *back-field*. C) Ciclo de histéresis. D) Curva termomagnética (Ms-T).

Para llevar a cabo los experimentos de magnetismo de rocas se utilizó la balanza de translación de campo variable (VFTB, variable field translation balance) del laboratorio de paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (UBU), que utiliza un electroimán para impartir un campo magnético que puede alcanzar valores máximos de 1T (Fig.3.6.). A su vez puede suministrar una temperatura creciente al mismo tiempo que se aplica el campo. Los experimentos de magnetismo de rocas en la secuencia de Dashbashi se realizaron con una balanza similar en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), ahora Servicio Arqueomagnético Nacional (IGUM-UNAM), México. Para la selección de muestras con las cuales realizar los cuatro tipos de experimentos, se agruparon los testigos por colada de lava según su proximidad de muestreo en el afloramiento. Después se seleccionaron tres muestras de tres testigos diferentes de cada colada, en cada una de las coladas estudiados (20 de la secuencia de Apnia, 27 de Korkhi y 17 de Dashbashi). Por último, de cada muestra seleccionada se tomó una cantidad de espécimen en polvo de entre 300 y 400 mg, triturada con un mortero de cuarzo ágata. En la secuencia de Dashbashi, de forma preliminar, se tomó solo una muestra de cada colada de lava. En total se midieron 71 curvas termomagnéticas (Ms-T) en la secuencia de Apnia, 95 en Korkhi y 18 en Dashbashi. En cuanto a las curvas de adquisición de la IRM, back-field y ciclos de histéresis se registraron 39 de cada una en Apnia, 33 en Korkhi y 18 en Dashbashi. En los casos donde se llevaron a cabo todos los experimentos sobre el mismo espécimen en polvo, el orden fue el siguiente: 1) curva adquisición de la IRM, 2) curva *back-field*, 3) ciclo de histéresis, 4) curva Ms-T. El análisis de estas medidas se realizó con el programa RockMagAnalyzer 1.0 (Leonhardt, 2006).

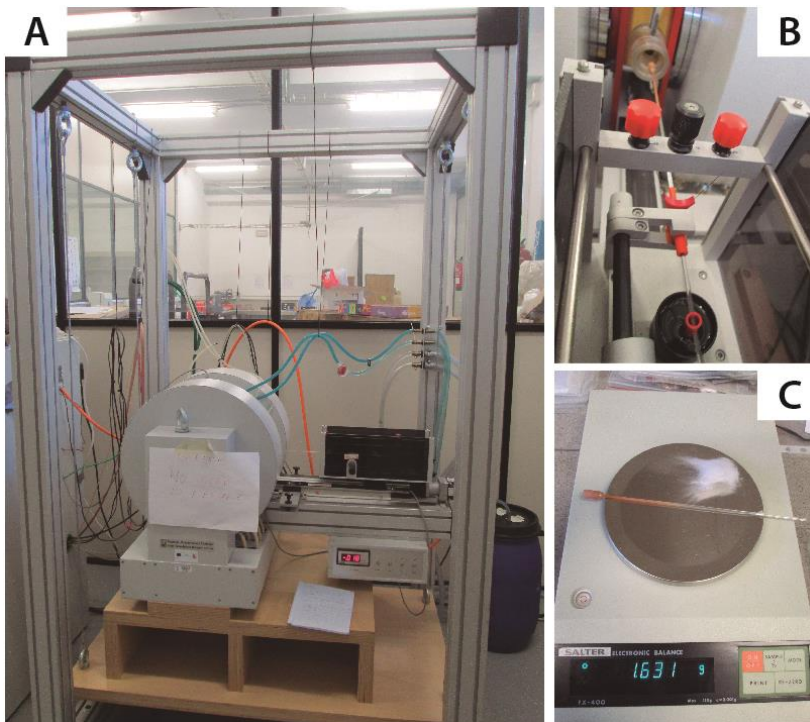


Figura 3.6.
 A) Balanza de translación de campo variable (VFTB, variable field translation balance).
 B) Detalle de la VFTB.
 C) Portamuestras para los especímenes en polvo (300-400 mg). Laboratorio de paleomagnetismo (UBU).

La curva de adquisición progresiva de la IRM (Fig. 3.5.b) consiste en aplicar a la muestra pulsos magnéticos de intensidad creciente a temperatura ambiente hasta la saturación de la remanencia, donde la muestra no es capaz de adquirir más magnetización remanente. Tras retirar el campo, la magnetización que permanece es la magnetización remanente isoterma de saturación (SIRM). Si un alto porcentaje de la IRM es adquirido a campos menores que 200 o 300 mT, indica que las fases ferromagnéticas

de baja coercitividad son las principales portadoras de la remanencia en la muestra analizada. En el laboratorio de la UBU se aplicaron campos hasta 1 T y en el IGUM de hasta 750 mT.

La curva de *back-field* (Fig. 3.5.d) se obtiene aplicando el campo en sentido inverso después de haber llegado a la magnetización de saturación (SIRM). El campo inverso necesario para reducir la IRM a cero, tras haber sido saturada, es la coercitividad de la remanencia (B_{cr}). Los valores bajos corresponden a minerales ferrimagnéticos y los altos a antiferromagnéticos.

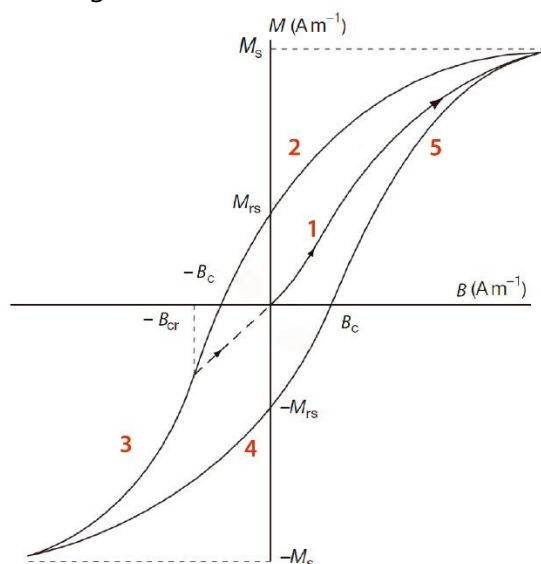


Figura 3.7.

Ciclo de Histéresis donde aparecen las fases explicadas en el texto.

M_s : Magnetización de saturación.

M_{rs} : Magnetización de saturación remanente.

B_c : Campo coercitivo.

B_{cr} : Campo coercitivo remanente.

Modificado de Dunlop y Özdemir (2015).

El ciclo de histéresis se puede subdividir en varias fases (Fig. 3.5.c y 3.7.):

- 1) Se aplica un campo magnético (B) creciente hasta la saturación de la magnetización (M). Cuando todos los momentos magnéticos de la muestra están alineados, proporciona el valor de magnetización de saturación (M_s). Depende principalmente del tipo y concentración de los minerales magnéticos. Los materiales ferrimagnéticos registran los valores más elevados y los antiferromagnéticos los más bajos.
- 2) El campo aplicado decrece progresivamente hasta 0. La magnetización no decrece del mismo modo, permaneciendo una magnetización de saturación remanente (M_{rs}) cuando $B = 0$. El campo aplicado es creciente, pero en sentido contrario al inicial, de esta forma, la magnetización se anula cuando $B = B_c$, llamado campo coercitivo. Este permite distinguir portadores de la magnetización de alta (goethita, hematites) o baja coercitividad (magnetita, maghemita). Esta fase termina cuando $M = 0$ y $B = B_c$.
- 3) En esta fase B sigue decreciendo, con sentido contrario al aplicado en la fase 1), por lo que la magnetización se invierte hasta alcanzar el estado de saturación en el sentido contrario.
- 4) Se vuelve a aplicar un campo creciente hasta $M = 0$, donde $B = B_c$, con valores positivos, pasando por la M_{rs} de sentido contrario cuando $B = 0$.
- 5) Finalmente, el campo aplicado sigue siendo creciente hasta volver a saturar la muestra.

El área incluida en la curva de histéresis es proporcional a la energía disipada en forma de calor en el proceso de magnetización y desmagnetización. Si esta área es estrecha, la energía perdida es pequeña, y el material se denomina magnéticamente blando y por lo tanto tendrá una baja coercitividad. Dicho de otra forma, un material magnético blando es aquel que una vez magnetizado hasta la saturación M_s , se desmagnetiza con facilidad.

Tras completar el ciclo de histéresis se obtienen los valores de magnetización de saturación (M_s), magnetización de saturación remanente (M_{rs}) y campo coercitivo (B_c), que junto al valor del campo coercitivo remanente (B_{cr}), obtenido en la curva de *back-field*, ofrecen información acerca del estado de dominios magnéticos. Por ejemplo, para un conjunto de granos SD de magnetita se han observado las siguientes relaciones: $M_r/M_s = 0.5$ y $B_{cr}/B_c = 1.25$ (Dunlop, 2002a). Estas relaciones se pueden representar en el diagrama de Day (Day et al., 1977; Dunlop, 2002a) (Fig.3.8.), donde se muestran los campos correspondientes a los comportamientos SD, PSD y MD, para la magnetita. El campo correspondiente al comportamiento PSD puede ser interpretado también como una mezcla SD y MD. Sin embargo, en este análisis solo se puede obtener una tendencia hacia la presencia de una mayor o menor proporción de cada tipo de grano.

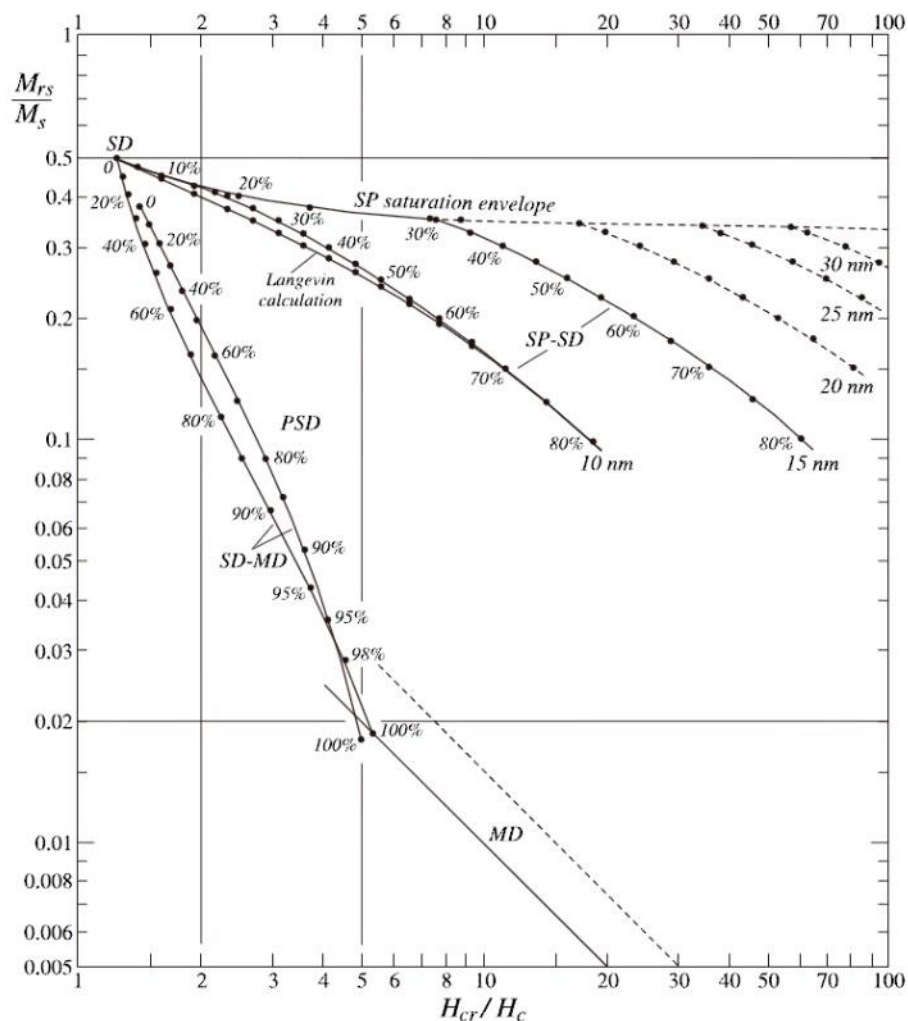


Figura 3.8. Diagrama de Day y curvas calculadas teóricamente para magnetita con diferentes contenidos en titanio. SD: monodominio; MD: multidominio; PSD: pseudo-monodominio; SP: superparamagnético. Tomado de Dunlop (2002).

Recientemente Roberts et al. (2018) han demostrado que los diagramas de Day no permiten una interpretación simple y directa de los estados de dominio, debido al número de variables que influyen en los valores de la curva de histéresis. Previamente, Goguitchaichvili et al. (2001d) también advierten de las limitaciones del uso del diagrama de Day. En este trabajo se observa que la relación entre las ratios de magnetización vs. las de coercitividad no proporciona la suficiente resolución para diferenciar la mezcla de tamaños de grano de las asociaciones de minerales magnéticos, presentes en la mayoría de las rocas en la naturaleza.

Adicionalmente, el parámetro de forma σ_{HYS} y la ratio de coercitividad B_{rh}/B_{cr} (Fabian 2003) proporcionan información adicional sobre el tamaño de grano de las muestras estudiadas. Las proporciones altas de B_{rh}/B_{cr} indican partículas grandes, mientras que las relaciones de B_{rh}/B_{cr} por debajo de 1 indican partículas SP. El parámetro de forma σ_{HYS} proporciona una medida cuantitativa relacionada con la forma del ciclo de histéresis. $\sigma_{HYS} > 0$ en ciclos histéresis estrechos (wasp-waisted) y $\sigma_{HYS} < 0$ en ciclos de histéresis anchos (pot-bellied). Los ciclos de histéresis pot-bellied, a menudo se interpretan como indicativos de mezclas de fracciones con coercitividades de un alto contraste (Roberts et al., 1995; Muttoni, 1995; Tauxe et al., 1996), originadas a partir de muestras con diferente mineralogía magnética o tamaño de grano. σ_{HYS} es relativamente independiente del tamaño del grano dentro de las regiones SD y MD. Sin embargo, las variaciones en σ_{HYS} son indicativas de la presencia de granos SP u otras fracciones minerales. Ambos parámetros, B_{rh}/B_{cr} y σ_{HYS} , se pueden representar en un gráfico donde se puede observar la relación B_{rh}/B_{cr} . Cuando esta relación varía entre 1 y 2, indica una tendencia SD-MD, apoyando los resultados del diagrama de Day. Dentro de este rango, cuanto más cercana a 1, tendencia SD y cuanto más cercana a 2, tendencia MD.

Las curvas termomagnéticas (Ms-T) miden la magnetización adquirida por un material en presencia de un campo aplicado en función de la temperatura (Fig.3.5.a). Permiten calcular temperaturas de Curie (T_C) de los minerales ferromagnéticos, ya que se manifiestan con una caída brusca en la magnetización. También es posible observar a qué temperatura se producen alteraciones magnetoquímicas. Las curvas Ms-T fueron registradas en aire, calentando las muestras hasta diferentes temperaturas y enfriándolas hasta temperatura ambiente. El protocolo seguido fue el siguiente: Primero, una muestra en polvo de cada colada de lava se calentaba hasta 700 °C. En segundo lugar, otras dos muestras de cada colada se calentaron a temperaturas más bajas de 400 °C o 500 °C, o en calentamientos consecutivos (en la misma muestra) de 300 °C, 400 °C y 500 °C. También algunas muestras se calentaron hasta 700 °C usando una velocidad de calentamiento de 10°C/min, más baja que el resto (20 °C/min). El campo aplicado fue 40 mT. Las curvas Ms-T con diferentes temperaturas máximas y con diferentes relaciones °C/min, se registraron con el objetivo de detectar alteraciones en el comportamiento termomagnético de las muestras. En la secuencia de Dashbashi (capítulo 7) se midió una curva Ms-T por cada colada de lava, alcanzando 600°C con una ratio de calentamiento de 10°C/min y un campo aplicado de 20 mT. Las T_C se determinaron usando el método de dos tangentes (Grommé et al., 1969).

Las curvas termomagnéticas son útiles para la preselección de muestras sobre las que realizar las determinaciones de paleointensidad absoluta, porque permiten detectar si se producen alteraciones y a qué temperatura ocurren. Por ello, se seleccionaron las muestras que presentaron curvas reversibles como garantía de ausencia de alteraciones.

3.3.1. Análisis de láminas delgadas pulidas

Para un mejor conocimiento de la mineralogía magnética presente en las muestras, caracterizadas magnéticamente por diferentes tipos de curvas Ms-T, y con el fin de realizar una mejor preselección para las determinaciones de paleointensidad, se analizaron secciones delgadas pulidas con microscopio óptico de luz reflejada y microscopio electrónico de barrido (SEM). El análisis mediante microscopio permite caracterizar con mayor precisión la naturaleza de los minerales portadores de remanencia, en cuanto a texturas, morfologías, distribución y tamaños.

Las muestras para la observación de las láminas pulidas fueron seleccionadas cubriendo los diferentes comportamientos de las curvas Ms-T observados en cada secuencia estudiada. Las láminas se prepararon en la Universidad del País Vasco (UPV/EHU, Bilbao) en colaboración con el Dr. Néstor Vegas, del departamento de Geodinámica.

En primer lugar, se realizó un análisis de las secciones pulidas mediante microscopía óptica de luz reflejada, en el Laboratoire experimental de paleomagnetisme et magnetisme des roches, Géosciences Montpellier (Université de Montpellier, Francia). Para ello se utilizó un microscopio Leitz Orthoplan con objetivos de 10x/ 0.20 (80 aumentos), 20x/0.40 (160 aumentos), 50x/0.85 oil (400 aumentos) y 125x/1.30 (1000 aumentos) (Fig. 3.9.a). El objetivo de un análisis previo al SEM, fue identificar la naturaleza de los minerales magnéticos, estudiar el tipo de oxidación y de exoluciones (Haggerty, 1991), y así tener una base sobre la que trabajar con el SEM. Debe mencionarse que previamente también se realizó un análisis petrológico mediante microscopía óptica de luz transmitida en el departamento de Geodinámica de la UPV/EHU.

Las imágenes retrodispersadas y los análisis de composicionales también se obtuvieron en la Universidad del País Vasco (Servicio de Microscopia Electrónica y Microanálisis de Materiales). Las secciones delgadas pulidas se recubrieron con carbono para evitar que la superficie se cargara eléctricamente y se analizaron con un microscopio electrónico JEOL JSM-7000F SEM equipado con un analizador de energía de dispersión de rayos X (EDX) modelo Oxford Inca Pentafet X3 (Fig. 3.9.b). El microanálisis de espectros de rayos X (EDX) se realizó utilizando una señal de electrones retrodispersados (BSE) a partir de un haz de electrones incidente de 20 kV, con una intensidad de corriente de 1×10^{-9} A, a una distancia de trabajo de 10 mm. También se obtuvo información cristalográfica de las muestras mediante la técnica de difracción de electrones retrodispersados (EBSD, electron backscatter diffraction), utilizando un detector de EBSD Nordlys II HKL Premium. Debido a problemas de estabilización de la imagen en el microscopio anterior, las imágenes de electrones retro-dispersados de Dashbashi fueron obtenidas con un microscopio JEOL JSM-6400 trabajando con una energía de 20 kV, una intensidad de 1×10^{-9} A y a una distancia de 15 mm.

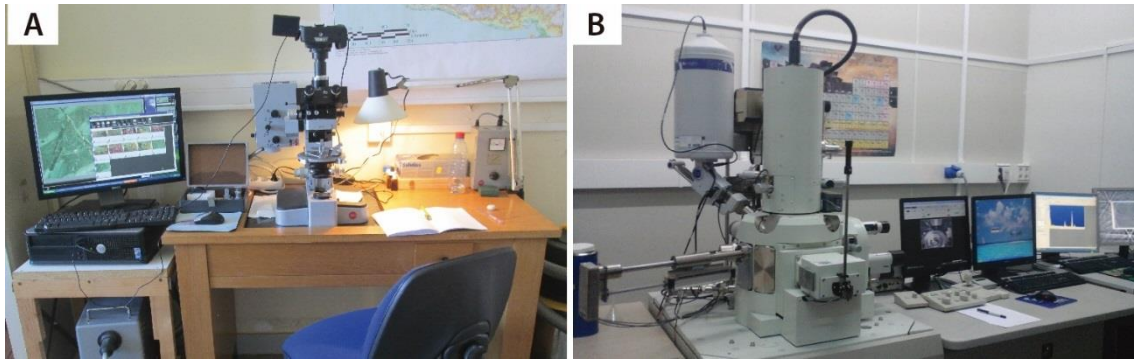


Figura 3.9. A) Microscopio óptico de luz transmitida y reflejada Leitz Wetzlar Ortholux del Laboratoire experimental de paleomagnetisme et Magnetisme des roches, Géosciences Montpellier (Univ. Montpellier). B) Microscopio electrónico de barrido (SEM) JEOL JSM-7000F del Servicio de Microscopia Electrónica y Microanálisis de Materiales (UPV/EHU).

3.4. DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS

Las direcciones paleomagnéticas indican, en principio, la dirección del CMT en el lugar y el momento de formación de la roca que las registra. La variación de estas direcciones nos permite estudiar la evolución del comportamiento del CMT a lo largo de un registro como las secuencias de coladas de lava, es decir, a escala geológica. Asumiendo que el CMT tiene la geometría de un dipolo geocéntrico axial (GAD), conociendo la dirección del campo en cualquier punto de la Tierra podemos calcular la posición de los polos del dipolo.

Los minerales ferromagnéticos presentes en las rocas pueden registrar una dirección de magnetización paralela al vector del CMT, en el momento de formación de la roca. Durante el proceso de formación, dichos minerales generan un momento magnético estadísticamente alineado con el campo geomagnético existente, que posteriormente queda "bloqueado" y preservado. Esta es la denominada magnetización primaria. Tras la formación de las rocas, estas pueden sufrir procesos que cambien total o parcialmente la magnetización registrada originalmente. Generalmente se trata de procesos térmicos o químicos que generan el desarrollo de nuevas fases minerales ferromagnéticas o la alteración de fases previas. Se trata de la magnetización secundaria o remagnetización. La suma de la magnetización primaria, y en caso de que exista(n), la(s) remagnetización(es), constituye la llamada magnetización remanente natural (NRM, natural remanent magnetization).

Para obtener la dirección de la magnetización primaria es necesario realizar experimentos de desmagnetización, térmica (TH) o por campos alternos (AF) de la NRM, que nos permiten aislarla de posibles magnetizaciones secundarias. Se trata de un vector paleomagnético con declinación e inclinación equivalentes a la del CMT presente en el momento de formación de la roca, e intensidad proporcional a este campo. La declinación es el ángulo formado por la componente horizontal del vector con el Norte geográfico; se mide desde el Norte hacia el Este y su valor puede oscilar entre 0 y 360°. La inclinación es el ángulo que forma el vector con la horizontal; es positivo cuando su sentido es hacia el interior de la Tierra (de 0 a 90°) y negativo cuando es hacia el exterior (de 0 a -90°).

Las desmagnetizaciones consisten en realizar una destrucción progresiva y selectiva de la NRM. La desmagnetización térmica (TH) sigue un protocolo en el que las muestras son calentadas en sucesivos pasos de temperaturas crecientes y tras cada una de ellas se realiza una medida de la magnetización. Con cada paso de temperatura mayor, el tiempo de relajación (τ) de los granos va disminuyendo. Cuando τ disminuye hasta llegar a las condiciones de la temperatura de desbloqueo (T_{ub}) (que no tiene por qué ser igual a la temperatura de bloqueo, T_b), la magnetización del conjunto de granos que reúnen estas condiciones se vuelve inestable (ver apartado 3.2.). Se trata de valores de tiempo de relajación del orden de 100 a 1000 segundos. Tras cada calentamiento, los granos son enfriados en ausencia de campo magnético y bloquearán su magnetización en una dirección al azar. Como no tienen una dirección preferente ejercida por un campo magnético, su contribución neta es nula. Dicho de otra forma, se desmagnetizan y obtenemos la dirección de magnetización correspondiente al resto de los granos no desmagnetizados. De la misma forma, se continúa con pasos de temperatura cada vez mayor, hasta destruir toda la magnetización presente en la muestra. La temperatura a la que se destruye toda la magnetización es la temperatura de Curie (T_C , ver apartado 3.2.) de los minerales ferromagnéticos responsables de la magnetización remanente en la roca. Si se da el caso de que las temperaturas de desbloqueo están solapadas, no es posible aislar las direcciones de cada componente.

La desmagnetización por AF consiste en la aplicar un campo magnético alterno por pasos incrementales, con lo que se consigue desbloquear la magnetización grabada por los granos de diferentes coercitivades. Se aplica un campo oscilante de determinada magnitud a una muestra, bajo un campo magnético ambiental nulo. Todos los momentos del grano con coercitivades por debajo del pico de AF se desestabilizan y se bloquean a medida que el campo oscilatorio máximo decae gradualmente por debajo de las coercitivades de los granos individuales. Suponiendo que el conjunto de granos muestra un rango de diferentes coercitivades, la mitad de los granos se alinean con una de las dirección del AF y la otra mitad con la otra dirección, por lo que la contribución neta a la magnetización de estos granos será cero. El AF se repite en dirección de tres ejes (x, y, z, respecto a la muestra) o con un mecanismo de "tumbler" que va barriendo todas las direcciones del espacio con dos rotaciones simultáneas. Y así consecutivamente aplicando valores mayores de campo AF. Para una explicación más detallada de la técnica consultar Butler (1998) y Tauxe et al. (2010).

La desmagnetización térmica se basa en que los granos con τ bajos también tienen T_{ub} bajas. La desmagnetización de campo alterno (AF) se basa en que estos componentes también tienen coercitivades bajas. Se podría desmagnetizar la NRM completa en un solo paso, pero de esta manera somos capaces de detectar registros de varias componentes magnéticas. El principio fundamental de estas técnicas es que cuanto menor es τ , mayor es la posibilidad de que la magnetización portada por los granos sea secundaria (Tauxe et al., 2010).

Después de cada uno de los pasos de desmagnetización, se obtiene un vector correspondiente a la magnetización que queda en la muestra. Al repetir el proceso se van obteniendo vectores, cada vez a mayor temperatura o mayor campo AF y, por regla general, con menor intensidad de magnetización, cuyos extremos están alineados con las componentes paleomagnéticas registradas en la roca (Fig. 3.10.), o con varias componentes si se da el caso de magnetizaciones secundarias.

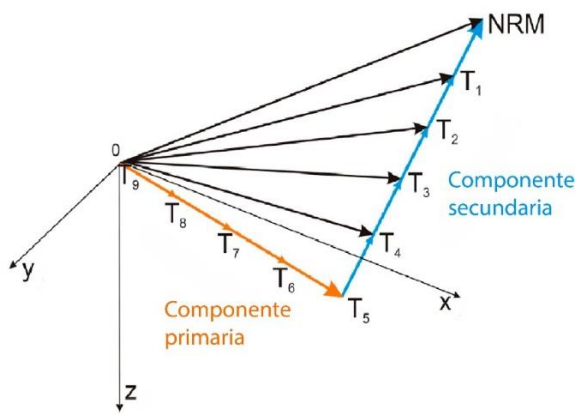


Figura 3.10.

Desmagnetización térmica progresiva de las componentes paleomagnéticas registradas en un muestra. Vectores naranja y azul: componentes paleomagnéticas. Vectores negros: vectores resultantes tras cada paso de desmagnetización.

Modificado de Villalaín Santamaría, 2016.

Los vectores obtenidos en cada paso de desmagnetización se representan en un diagrama de proyección ortogonal (Wilson, 1960), más conocido como diagrama de Zijderveld (Zijderveld, 1967) (Fig. 3.11.b), donde cada uno de ellos se proyecta sobre un plano horizontal y otro vertical. Esta representación permite calcular las direcciones de las componentes paleomagnéticas, detectar cambios en la propia dirección y magnitud durante la desmagnetización y calcular la dirección media de una población de componentes paleomagnéticas. Además, para realizar el análisis de las componentes paleomagnéticas, los vectores de desmagnetización se representan en proyección estereográfica (Fig. 3.11.a) y también se usa una gráfica de caída de intensidad respecto a la temperatura o campo alterno aplicado (Fig. 3.11.c). La interpretación de las direcciones paleomagnéticas, mediante el análisis de componentes principales (PCA, principal component analysis) (Kirschvink, 1980), se puede realizar sobre los diagramas de Zijderveld. Cuando dos componentes aparecen muy solapadas se utiliza el análisis de círculos mayores (GCA, great circle analysis) (Halls, 1976; McFadden y McElhinny, 1988). Los análisis se realizaron con el programa Remasoft 3.0 (Agico) (Chadima y Hrouda, 2006) (Fig. 3.11.).

Para obtener una dirección paleomagnética media significativa y un análisis estadístico de la misma, es necesario un número suficiente de desmagnetizaciones de diferentes especímenes de una misma estación de muestreo o colada de lava. En este trabajo se ha utilizado, generalmente, una media ocho desmagnetizaciones por colada. Para el cálculo de la dirección media se realiza la suma vectorial de las componentes magnéticas aisladas en cada desmagnetización, tomándolas como vectores unitarios con una orientación (declinación e inclinación). La distribución de la población de componentes paleomagnéticas que constituyen la media nos permite aplicar la estadística de Fisher (Fisher, 1953). Esta se basa en la probabilidad que tiene una componente paleomagnética de estar contenida dentro de la población analizada sobre una esfera. Permite definir varios parámetros que evalúan la representatividad y exactitud de los datos obtenidos:

- R: Longitud del vector resultante de la suma de los vectores unitarios que representan a las componentes paleomagnéticas obtenidas para una estación de muestreo o colada de lava. R siempre es $\leq N$ (número de vectores unitarios y se acerca a N solo cuando los vectores están muy agrupados).
- k: Parámetro de precisión, mayor cuanto menor es la dispersión de las componentes paleomagnéticas ($k = N-1/N-R$).

- α_{95} : Semiángulo del cono alrededor de la dirección media, dentro del cual se encuentra la dirección verdadera con una probabilidad del 95%.

También se ha utilizado el programa Remasoft 3.0 (Agico) (Chadima y Hrouda, 2006) para el cálculo de las direcciones medias por colada de lava y sus estadísticas.

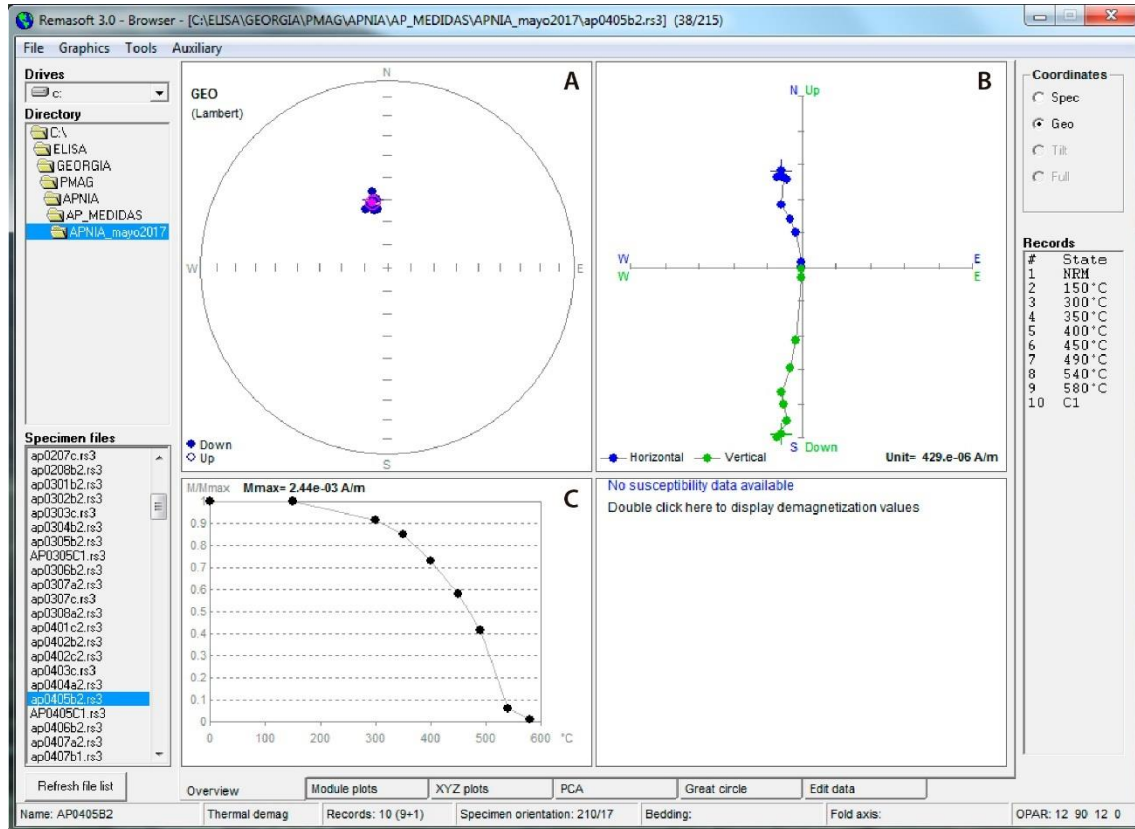


Fig 3.11. Ejemplo de un desmagnetización térmica. A) Estereográfica. B) Diagrama de Zijderveld (1967). C) Grafica intensidad vs. temperatura. Remasoft 3.0 (Agico) (Chadima y Hrouda, 2006).

Los experimentos para la obtención de las direcciones paleomagnéticas fueron llevados a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (UBU). Para las desmagnetizaciones TH se utilizó un horno de doble cámara TD48-DC (ASC) (Fig. 3.12.a). Las medidas de la magnetización se realizaron con un magnetómetro criogénico superconductor 2G-Enterprise (con brazo robot) (Fig. 3.12.b). Para aplicar las AF se usó un desmagnetizador por campos alternos, en línea con el magnetómetro 2G.

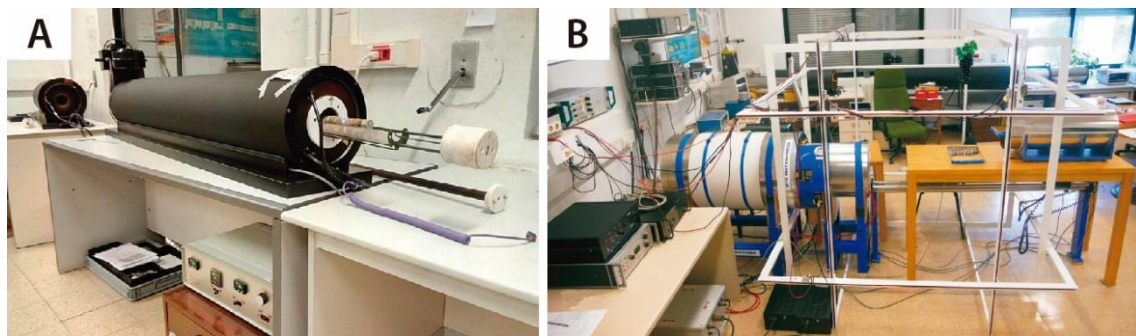


Figura 3.12. A) Horno de doble cámara TD48-DC (ASC). B) Magnetómetro criogénico superconductor 2G-Enterprise. Laboratorio de Paleomagnetismo (UBU).

3.5. DETERMINACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA

El estudio del CMT requiere, además de datos sobre su dirección, datos sobre su intensidad. Las direcciones paleomagnéticas se registran de forma paralela al campo y se pueden obtener, por regla general, de forma directa en el laboratorio, mientras que la paleointensidad registrada es proporcional, pero no igual, a la del campo que generó la magnetización, por lo que su obtención es más compleja.

Los métodos para la determinación de la paleointensidad asumen que la magnetización es proporcional al campo magnético que la produce para campos del orden de magnitud del CMT (Fig.3.13.). Por lo tanto, un campo magnético, al que llamaremos campo antiguo B_{anc} produce una magnetización original M_{NRM} en una roca con una determinada constante de proporcionalidad v_{anc} . Si aplicamos en el laboratorio un campo B_{lab} a la misma muestra, produciendo una magnetización en el laboratorio M_{lab} , la constante de proporcionalidad v_{lab} debería ser igual a v_{anc} . De esta forma podemos, tal como se indica en la fig. 3.13, estimar B_{anc} a partir de M_{NRM} y M_{lab} , las cuales se pueden medir con facilidad en el laboratorio. Dado que solamente se puede reproducir en el laboratorio en condiciones equivalentes a las naturales la adquisición de una termorremanencia (TRM), pero no otros mecanismos naturales de magnetización, a partir de este momento designaremos a las magnetizaciones M_{NRM} y M_{lab} como $TRM_{original}$ y TRM_{lab} , respectivamente.

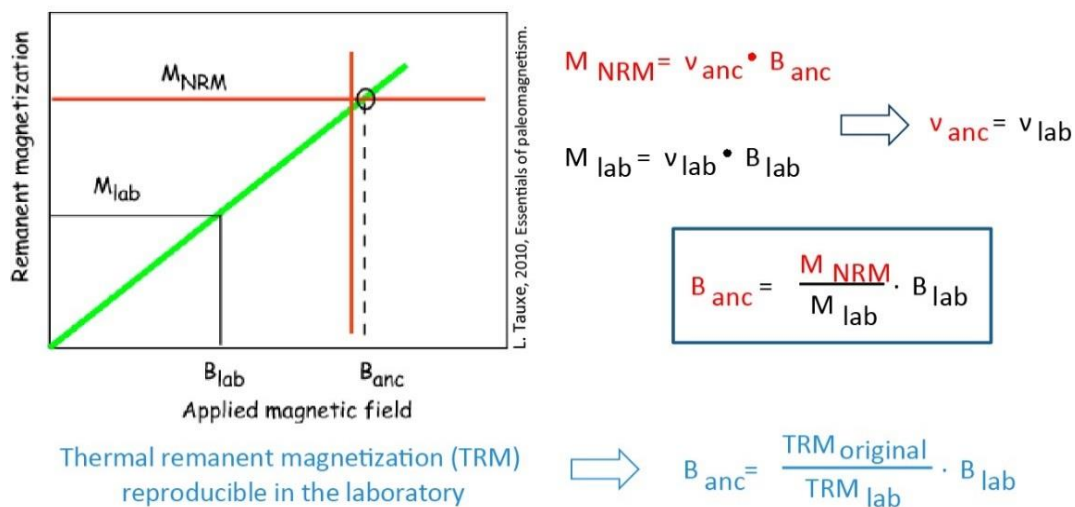


Figura 3.13. La magnetización (M) es proporcional al campo magnético (B) que la produce, cuando B es del orden de magnitud del CMT. La pendiente marcada en verde corresponde a la constante de proporcionalidad (v) que relaciona M y B . v se puede obtener mediante campos aplicados en el laboratorio (B_{lab}) y las magnetizaciones (M_{lab}) que estos generan, en una muestra de roca. Conocida la $TRM_{original}$ y la v , es posible calcular el campo magnético antiguo (B_{anc}).

La constante de proporcionalidad que relaciona M y B está determinada por las propiedades magnéticas de los minerales portadores de la magnetización y es independiente de la intensidad B , en el caso de intensidades del orden de magnitud de la del CMT. Las propiedades magnéticas varían en función del comportamiento magnético de los granos de estos minerales (apartado 3.2.). La proporción de los tipos de comportamiento monodominio (SD) y multidominio (MD) presentes en los especímenes utilizados para las determinaciones de paleointensidad, va a ser fundamental para el desarrollo de los experimentos.

3.5.1. Métodos tipo Thellier

Como ya se ha explicado en la introducción de este apartado, para poder obtener el valor del campo magnético que generó la magnetización de las muestras analizadas (B_{anc}), es decir, la paleointensidad, es necesario realizar experimentos de remagnetización en los que se trata de reproducir una magnetización en el laboratorio (TRM_{lab}), similar a la que posee la roca ($TRM_{original}$), aplicando un campo conocido (B_{lab}). Para poder realizar la remagnetización es necesario aplicar B_{lab} a una temperatura a la cual los granos ferromagnéticos se desbloquean (apartado 3.4.). Durante este proceso la constante de proporcionalidad (v) entre la TRM y el B puede sufrir cambios debido a la alteración de las fases magnéticas en la roca durante el calentamiento. Para poder detectar las posibles alteraciones, los experimentos de determinación de la paleointensidad absoluta se realizan en sucesivas etapas de remagnetización.

En concreto, los métodos tipo Thellier se basan en la sustitución progresiva de la termorremanencia original (TRM) por remanencias térmicas parciales (pTRM) en sucesivos dobles pasos de temperatura (T). Este procedimiento asume las siguientes leyes (Thellier y Thellier, 1959):

- Ley de Independencia de pTRMs: La pTRM adquirida durante el enfriamiento entre dos temperaturas T_i y T_{i+1} es independiente de la adquirida en un intervalo de temperaturas diferente T_{i+1} y T_{i+2} .
- Ley de Aditividad: La TRM total es la suma de todas las pTRMs.
- Ley de Reciprocidad: La magnetización adquirida durante el enfriamiento desde una temperatura dada hasta la temperatura ambiente se reemplaza completamente mediante el calentamiento en presencia de un campo hasta la misma temperatura. Esto implica que las temperaturas de bloqueo (T_b) y desbloqueo (T_{ub}) de los granos responsables de esta magnetización son iguales.

Las tres leyes solo se cumplen en los granos monodominio (SD) que no interactúan, mientras que los granos multidominio (MD) no obedecen estas leyes. Por otro lado, los granos pseudo-monodominio (PSD) pueden cumplir aproximadamente los requisitos de los métodos tipo Thellier en los tamaños de grano más pequeños, pero no en los más grandes (e.g. Shaskanov y Metallova, 1972; Levi, 1977; Bol'shakov y Shcherbakova, 1979; Worm et al., 1988). La proporción de cada tipo de grano en las muestras analizadas va a ser determinante para el éxito de los experimentos de paleointensidad.

En esta tesis se han llevado a cabo dos tipos diferentes de técnicas tipo Thellier, el método clásico Thellier-Thellier (TT) (Thellier y Thellier, 1959) y el método IZZI (Yu et al. 2004), con el fin de comparar los resultados obtenidos y complementar la cantidad de determinaciones realizadas a lo largo de las secuencias.

3.5.1.1. El método Thellier-Thellier (Thellier y Thellier, 1959)

El protocolo a seguir en el método Thellier-Thellier (TT) (Thellier y Thellier, 1959) consiste en calentar y enfriar los especímenes dos veces a la misma temperatura (T), e ir aumentando la temperatura en cada doble paso. El primer calentamiento-enfriamiento

a la temperatura T1, se realiza en presencia de un campo paralelo al eje z de la muestra (+B_{lab}). El segundo a la misma temperatura T1, en presencia de un campo de igual intensidad y dirección, pero en sentido contrario (-B_{lab}). Según la nomenclatura usada en Tauxe et al. (2010), se trata de dobles pasos in-field/in-field (II).

El valor del campo aplicado se selecciona a partir de la paleointensidad que se espera obtener, según la edad de los materiales estudiados. Por lo general, se considera que el CMT suele variar entre 25 y 65 μT, siendo inferior durante las excursiones y cambios de polaridad. En las determinaciones realizadas en este trabajo se ha utilizado un B_{lab} = 40 μT. La intensidad de B_{lab} debe ser siempre la misma durante todo el experimento.

La magnetización resultante del primer paso es la TRM (NRM) restante más la pTRM adquirida (M = NRM + pTRM). La medida de la M resultante del segundo paso es la NRM restante menos la pTRM adquirida (M2 = NRM - pTRM). Mediante la adición y sustracción de los vectores de la magnetización resultante de cada doble paso, se obtienen la NRM restante y la pTRM adquirida para la temperatura T1 (Fig. 3.14.). Este procedimiento se repite a temperaturas cada vez mayores hasta que la TRM queda destruida. El hecho de que se imparta campo en ambos pasos implica que estos son energéticamente equivalentes, a diferencia de lo que ocurre en otros métodos de tipo Thellier, donde se incluyen pasos con campo y a campo cero.

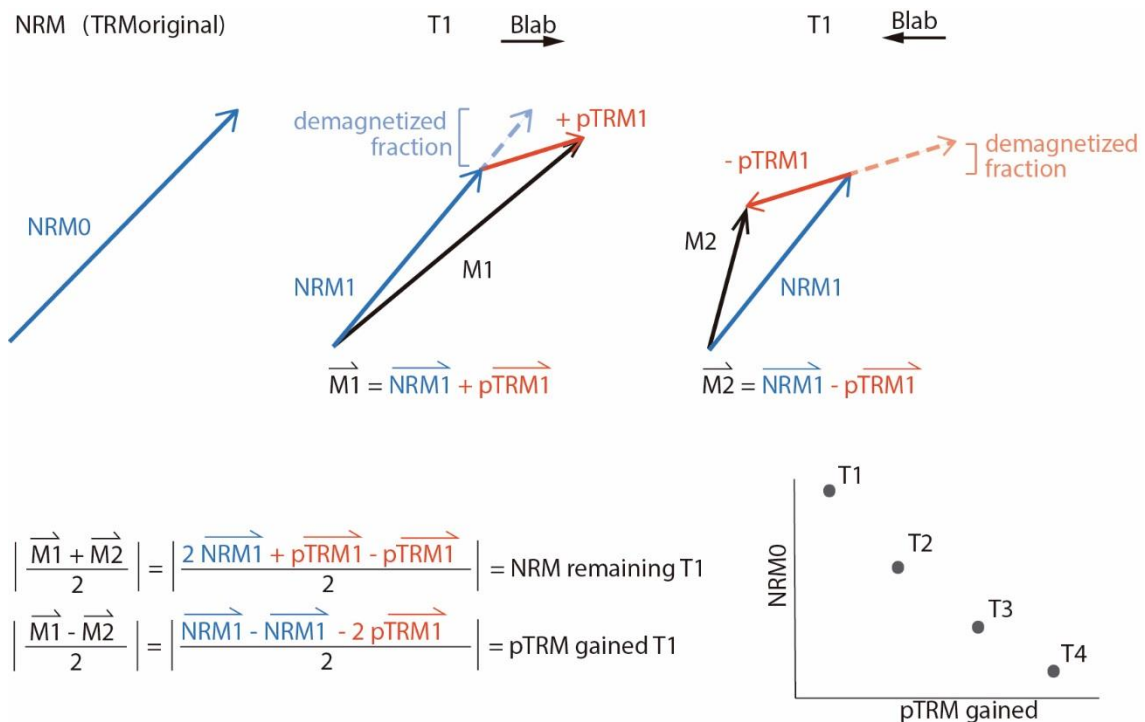


Figura 3.14. Esquema simplificado del proceso de desmagnetización y adquisición de magnetización (M) durante un doble paso de temperatura T1 en el método Thellier-Thellier. Cálculos para la obtención de la NRM restante y pTRM adquirida en un doble paso de temperatura T1. Representación de la NRM restante frente a la pTRM adquirida para diferentes dobles pasos de temperatura T1, T2, T3 y T4.

La NRM restante frente a la pTRM adquirida, para cada doble paso a una determinada temperatura (T), se representa en el diagrama de Arai (Nagata et al., 1963) (Fig. 3.14. y 3.15.). Cada diagrama de Arai generado por un espécimen es una determinación de paleointensidad absoluta. El valor de paleointensidad se obtiene a partir de la pendiente de la recta de ajuste de los puntos NRM restante vs. pTRM adquirida. La curvatura de la pendiente indica cambios en la constante de proporcionalidad ($v_{anc} \neq v_{lab}$). Los cambios pueden estar causados por la alteración de las fases magnéticas en la roca durante el calentamiento o por la presencia de granos multidominio (MD). Los granos MD generan las denominadas pTRM tails (Bol'shakov y Shcherbakova, 1979; Dunlop y Xu, 1994). Se trata de un resto de la pTRM que no se desmagnetiza a la temperatura de adquisición y que se mantiene hasta la temperatura de Curie (T_C), debido a que las temperaturas de bloqueo (T_b) y desbloqueo (T_{ub}) de la magnetización de los granos no son iguales y por lo tanto no se cumple la Ley de Reciprocidad. Se asume que los granos MD tienen una tendencia a reorganizar los dominios magnéticos que los componen, buscando una configuración de menor energía tras el calentamiento, bajo estados de estrés.

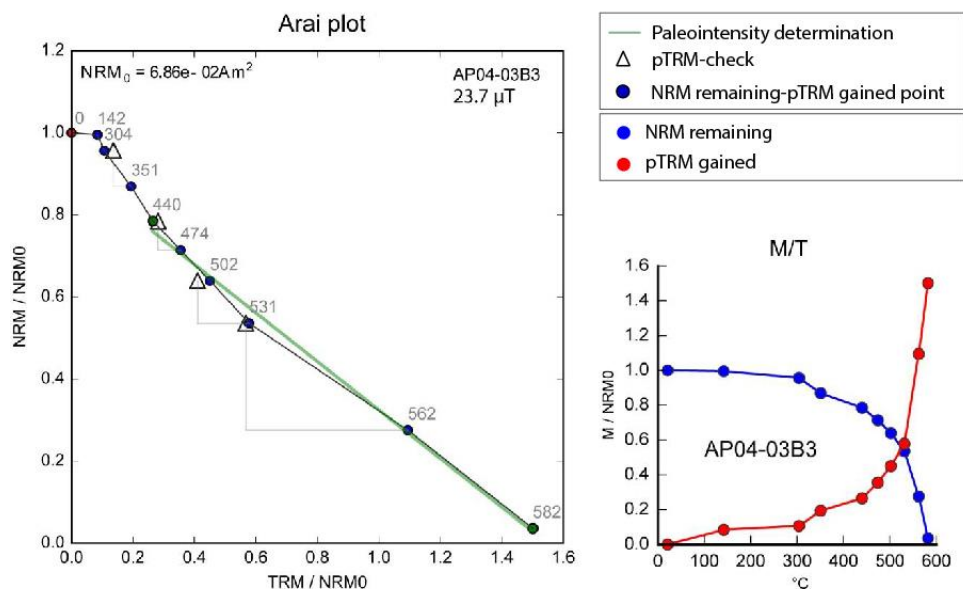


Figura 3.15. Ejemplo de un diagrama de Arai y gráfica de la caída de la intensidad de la NRM original y del aumento de la magnetización adquirida (M/T), durante una determinación de paleointensidad absoluta.

Además, también se realizan controles de la pTRM (pTRM-checks, e. g. Thellier y Thellier (1959), triángulos en la Fig.3.15.), que consisten en repetir un calentamiento a una temperatura T_{inf} más baja que la temperatura T la que ya se ha alcanzado en el experimento. Esto permite comprobar si la capacidad de adquisición de remanencia a la temperatura más baja T_{inf} ha cambiado, lo cual se debería a alteraciones producidas por los calentamientos experimentados por la muestra por encima de T_{inf} . Los pTRM-checks se pueden realizar con la frecuencia que se estime oportuna.

Los criterios utilizados habitualmente en la preselección de especímenes para los métodos tipo Thellier-Thellier son la presencia de curvas termomagnéticas (Ms-T) reversibles y la ausencia de comportamiento MD, a partir de los resultados del magnetismo de rocas.

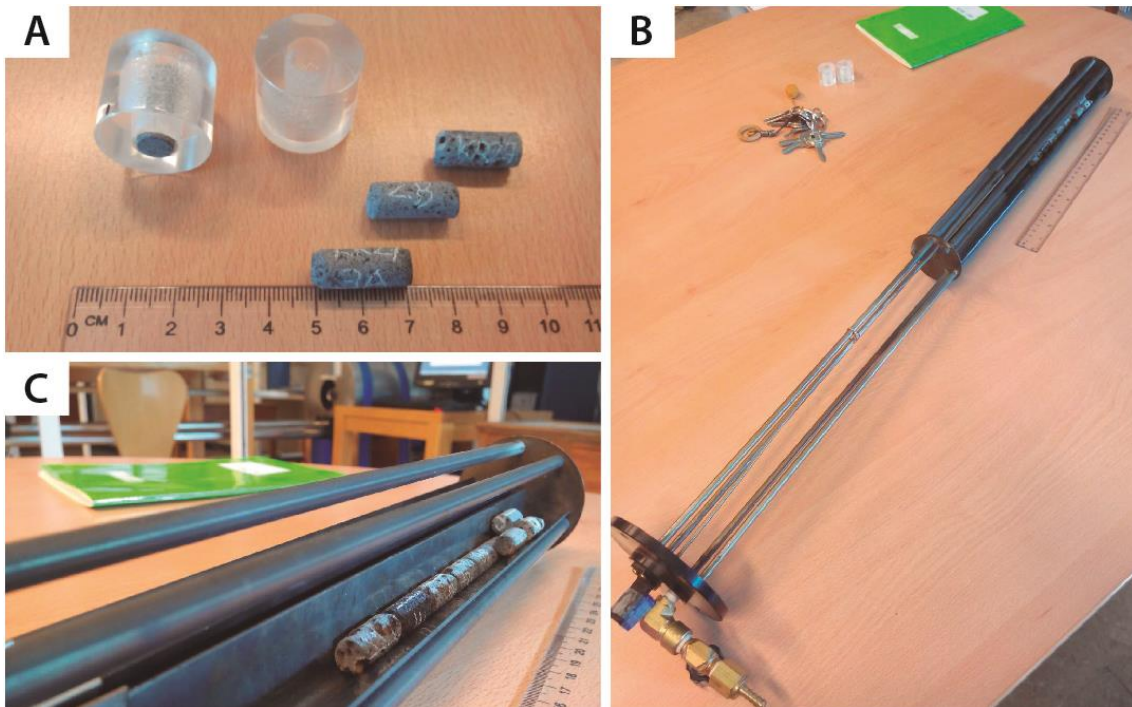


Figura 3.16. A) Minimuestras usadas en las determinaciones Thellier-Thellier y portamuestras para su medida en el magnetómetro 2G-Enterprise. B y C) Minimuestras en la bandeja empleada para los ciclos de calentamiento-enfriamiento. Laboratorio de paleomagnetismo UBU.

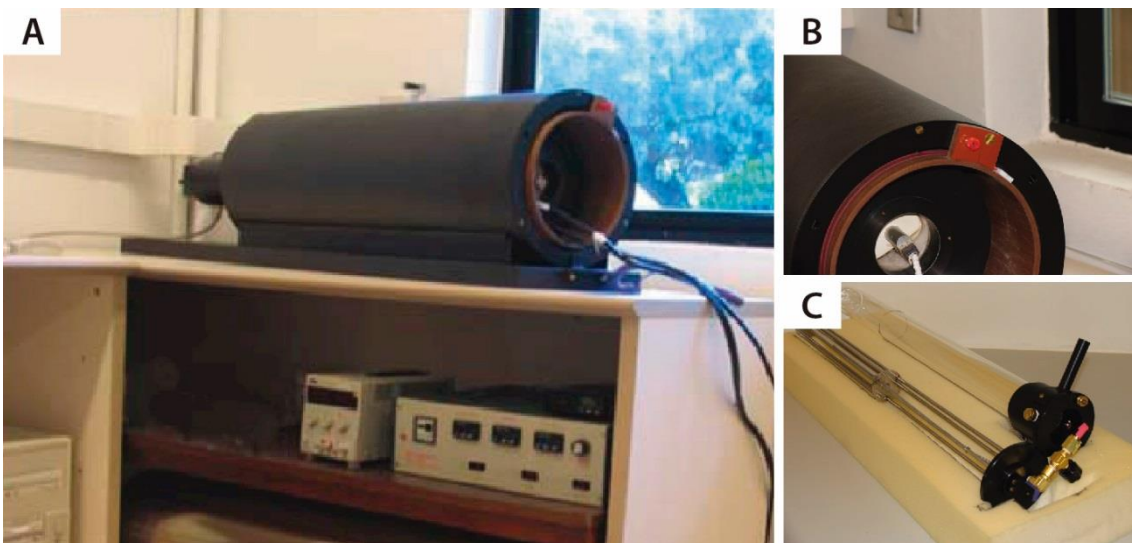


Figura 3.17. A) Horno de una cámara TD48-SC (ASC). B) Detalle de un punto de conexión de la bobina insertada en la cámara, capaz de generar un campo magnético axial. C) Bandeja y capsula donde se introduce la bandeja para proporcionar una atmosfera de argón durante el calentamiento. Instrumental usado en las determinaciones Thellier-Thellier. Laboratorio de paleomagnetismo UBU.

Las determinaciones de paleointensidad de Thellier-Thellier se llevaron a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la UBU (Fig. 3.16. y 3.17.). Se emplearon minimuestras submuestreadas de las muestras estándar orientadas, con una perforadora de mesa y una broca de 8 mm (Fig. 3.16.a). Los pasos de calentamiento-enfriamiento se realizaron en atmósfera de argón específicamente destinada a minimizar la oxidación de las muestras (Fig. 3.17.c). Se usó un desmagnetizador térmico de una cámara TD48-SC (ASC) (Fig. 3.17.a y b). El campo aplicado fue de 40 μ T y las muestras se enfriaron de

forma natural durante varias horas. Se realizaron 11 dobles pasos a temperaturas crecientes, con pTRM-checks cada dos dobles pasos. El primer pTRM-check se hizo después de tres primeros pasos sin pTRM-check. En la última etapa del protocolo se hizo un pTRM-check con un solo doble paso de diferencia. En total, junto con la medida de la NRM, se realizaron 28 pasos. Las medidas de la magnetización fueron obtenidas con un magnetómetro criogénico superconductor (2G-Enterprise). Para realizar las medidas de las minimuestras se usó un portamuestras de plástico diamagnético del tamaño de una muestra estándar (11 cm³) (Fig. 3.16.a). Durante la medición, en varios casos aparecieron dificultades para mantener la orientación exacta de los especímenes. Para la interpretación de los resultados se usó el programa Thellier GUI (Shaar y Tauxe, 2013) incluido en el paquete de programas PmagPy (Tauxe et al., 2016) (Fig. 3.18.).

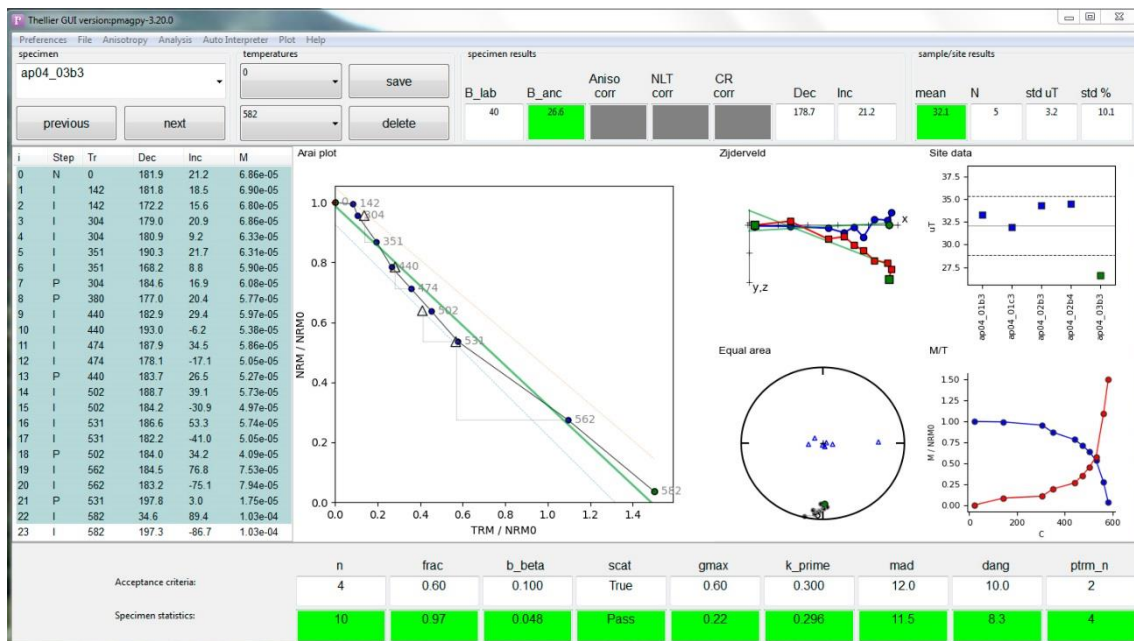


Figura 3.18. Ejemplo de interpretación de una determinación de paleointensidad absoluta obtenida con el programa Thellier_GUI (Shaar y Tauxe, 2013), Pmagpy (Tauxe et al., 2016).

3.5.1.2. El método IZZI (Yu et al., 2004)

El protocolo, como en el método Thellier-Thellier, consiste en una secuencia de dobles pasos calentamiento-enfriamiento alternos. En primer lugar, a una temperatura T1, se realiza un doble paso primero en presencia de un campo B_{lab} paralelo al eje z y seguidamente con campo cero (in-field/zero-field IZ). Después, en la siguiente etapa a una temperatura superior T2, se realiza un doble paso primero en campo cero y seguidamente con campo B_{lab}, de igual intensidad, dirección y sentido que el anterior (zero-field/in-field ZI). La doble secuencia se va repitiendo a temperaturas superiores. Este tipo de técnicas, propuestas inicialmente por Coe (1967) y Aitken et al. (1988), tiene la ventaja de que permite la medida directa de la NRM restante en cada doble paso de temperatura. Coe (1967) propuso aplicar en el primer paso un campo nulo y en el segundo un campo B_{lab} (ZI), mientras que Aitken et al. (1988) proponen llevar a cabo primero el paso bajo campo B_{lab} y después con campo nulo (IZ). En estos casos, tan solo con la sustracción de los vectores de magnetización resultante de cada doble paso, se obtiene la NRM restante y la pTRM adquirida para las consecutivas temperaturas T1, T2, etc.

Al igual que en el resto de los métodos de tipo Thellier se representa la NRM restante frente a la pTRM adquirida, para cada doble paso a una determinada temperatura, en un diagrama de Arai (Nagata et al., 1963) (Fig. 3.15. y 3.18.). La pendiente de la recta permite determinar el valor de paleointensidad a partir del valor del campo aplicado en el laboratorio. Por otra parte, una pendiente curva está señalando la presencia de granos MD que están generando pTRM tails (apartado 3.5.1.2.). El método IZZI (Yu et al., 2004) proporciona información complementaria sobre las pTRM tails. Es extremadamente sensible a su efecto, produciendo una línea de pendiente zigzagueante de los diagramas de Arai (Yu et al., 2004; Yu y Tauxe, 2005), y permitiendo así, la detección y eliminación de especímenes con alta proporción de granos MD.

Las determinaciones de paleointensidad con el método IZZI se llevaron a cabo en el Paleomagnetic Laboratory, Scripps Institution of Oceanography (SIO), UCSD (EE. UU.). En este caso, en las primeras medidas piloto se usaron minimuestras preparadas con discos de microfibras de vidrio y silicato de potasio como consolidante, dentro de viales de 10 mm de diámetro de silicato de boro, diamagnéticos y resistentes a la temperatura. Previamente los viales fueron marcados con un percutor para mantener la orientación durante las medidas (Fig.3.19.). En la segunda tanda de medidas se tomaron pequeños fragmentos irregulares y se prepararon de la misma forma en los viales. Se usaron dos desmagnetizadores térmicos de una cámara construidos en el propio laboratorio (Fig. 3.20.b) y un magnetómetro superconductor 2G-Enterprise (Fig. 3.20.a). El campo aplicado B_{lab} también fue de 40 μT (ver apartado 3.5.1.1.) y debe de ser el mismo durante toda la determinación. Las muestras se enfriaron con un ventilador incorporado al horno. También se realizaron los pTRM-check para controlar la presencia de alteraciones, como en el método Thellier-Thellier explicado anteriormente (apartado 3.5.1.2.).

En el protocolo piloto se realizaron 13 dobles pasos a temperaturas crecientes hasta 600 °C, con pTRM-checks cada dos dobles pasos. En el método IZZI los pTRM-checks se realizan bajo campo B_{lab} , en mitad de un doble paso ZI. En total, junto con la medida de la NRM, se realizaron 33 pasos. En una segunda tanda de medidas se llevaron a cabo 10 dobles pasos y 4 pTRM-checks. Para la interpretación de los resultados se usó el programa Thellier GUI (Shaar y Tauxe, 2013), PmagPy (Tauxe et al., 2016) (Fig.3.18.).

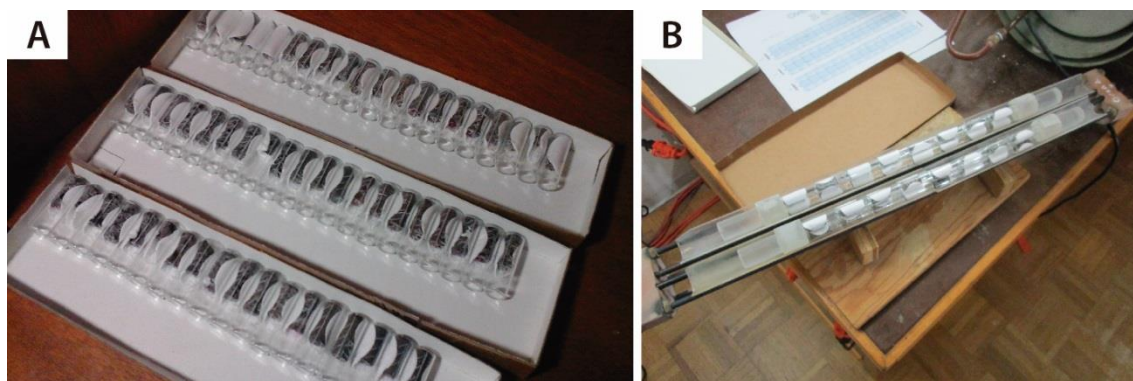


Figura 3.19. A) Especímenes preparados en viales para el método IZZI. B) Especímenes en la bandeja usada para los ciclos de calentamiento-enfriamiento. Paleomagnetic Laboratory, Scripps Institution of Oceanography, UCSD (EE. UU.).

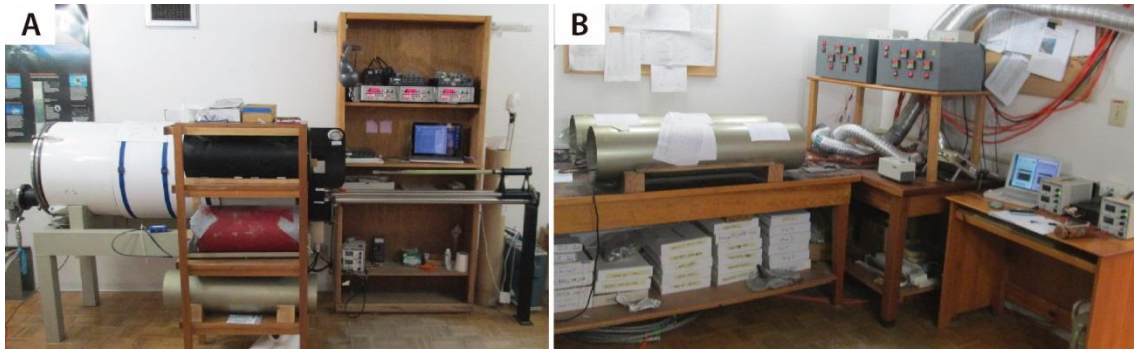


Figura 3.20. A) Magnetómetro superconductor 2G-Enterprise. B) Desmagnetizadores térmicos de una cámara construidos en el propio laboratorio. Instrumental usado en las determinaciones IZZI. Paleomagnetic Laboratory, Scripps Institution of Oceanography, UCSD (EE. UU.).

3.5.1.3. Criterios de selección Thellier

Las determinaciones de paleointensidad en los métodos de tipo Thellier se consideran fiables en función de un conjunto de criterios de selección que evalúan la calidad de las condiciones del experimento, la ausencia de alteración y la cantidad de magnetización portada por granos multidominio (MD).

Diferentes autores proponen conjuntos diferentes de parámetros estadísticos y criterios de fiabilidad para las determinaciones de paleointensidad (e.g. Selkin y Tauxe, 2000; Kissel y Laj, 2004; Leonhardt et al., 2004b; Biggin et al., 2007; Tauxe et al., 2016), en contraste con los análisis paleomagnéticos convencionales, en los que en todos los estudios se utilizan los mismos parámetros específicos. Sin embargo, los diferentes conjuntos de criterios no tienen diferencias notables entre ellos. Para el análisis de las determinaciones tipo Thellier llevadas a cabo en la tesis se han aplicado dos colecciones diferentes de criterios. Con cada una de ellas se han distinguido dos niveles de calidad, con distintos valores límite de los parámetros propuestos.

La primera colección está basada en los criterios propuestos por Leonhardt et al. (2004b) en el programa ThellierTool. Se pueden considerar como criterios "clásicos" usados a menudo en los análisis de paleointensidad. Además, se ha añadido el parámetro $|k'|$, propuesto por Paterson (2011), para evaluar el comportamiento MD a través de la curvatura de los diagramas de Arai. En cuanto a los valores límite de cada criterio, se basan en la revisión realizada por Paterson et al. (2014) de los propuestos por Leonhardt et al. (2004b), para dos niveles de calidad de la paleointensidad obtenida, y nombrados en la bibliografía como TTA y TTB. Los utilizados en la tesis se llaman A y B.

La segunda colección corresponde a la propuesta por Cromwell et al. (2015a), modificados por Tauxe et al. (2016), donde se denominan CCRIT. También se ha utilizado el parámetro $|k'|$ (Paterson, 2011). Los valores límite escogidos se dividen en dos niveles, CCRIT, similares a los de Tauxe et al. (2016), y una versión más relajada presentada en esta tesis a la que se ha llamado RCRIT. Se puede considerar que esta segunda colección de criterios de selección para las determinaciones de paleointensidad, es más estricta que la primera, con el objetivo de distinguir las determinaciones de mayor fiabilidad.

A continuación se van a enumerar y describir cada uno de los criterios de selección utilizados. Los valores límite se muestran en las tablas 3.1. y 3.2. Todas las definiciones

detalladas de ambas colecciones se pueden consultar en la compilación "Standard Paleointensity Definitions v1.1" realizada por Paterson et al. (2014), donde recopila una amplia lista de criterios propuestos por diferentes autores.

1) COLECCIÓN DE CRITERIOS DE SELECCIÓN "CLÁSICOS"

Criterios que evalúan la linealidad, dispersión y alteraciones del tramo de la pendiente de los diagramas de Arai, utilizado en el cálculo de la paleointensidad.

- n : Número de puntos NRM restante-pTRM adquirida del diagrama de Arai incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste, utilizado en el cálculo la paleointensidad.
- β : Medida de la dispersión relativa de los datos alrededor de la línea de ajuste. Es la relación entre el error estándar y el valor absoluto de la pendiente (Coe et al., 1978).
- f : Es la fracción de la NRM comprendida en el segmento lineal de mejor ajuste, utilizado en el cálculo la paleointensidad (Coe et al., 1978).
- q (coeficiente de calidad): Medida de la calidad general de la determinación de paleointensidad. Combina β , f y g ($q = (f \cdot g)/\beta$) (Coe et al. 1978). g es un coeficiente de dispersión que cuantifica la distancia media entre los puntos (NRM restante-pTRM adquirida) incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste, utilizado en el cálculo de la paleointensidad
- $|k'|$: Medida de la curvatura de la gráfica de Arai. Se calcula mediante el círculo de mejor ajuste de los datos comprendidos en el segmento lineal de mejor ajuste del diagrama de Arai (Paterson, 2011). Los datos se normalizan con los valores máximos de NRM restante y pTRM adquirida del segmento lineal, utilizado en el cálculo de la paleointensidad. Este parámetro no pertenece al conjunto de criterios propuesto por Leonhardt et al. (2004b) en el programa ThellierTool. Fue propuesto por Paterson (2011) para evaluar el comportamiento MD presente en los experimentos de paleointensidad tipo Thellier.
- $\delta(CK)$: Proporciona una medida relativa de la desviación individual de un pTRM-check respecto al valor de la pTRM correspondiente, en un paso de temperatura específico. La diferencia entre pTRM-check y la pTRM adquirida está normalizada respecto a la TRM total. (Leonhardt et al. 2004b).
- $n_{pTRM-checks}$: Número de controles pTRM (o pTRM-checks; Thellier y Thellier, 1959) empleados para analizar la alteración del segmento lineal de mejor ajuste, utilizado en el cálculo de la paleointensidad (Shaar y Tauxe, 2013).

Criterios direccionales que evalúan la dirección paleomagnética generada por la proporción de NRM-restante (NRM desmagnetizada) a cada temperatura. Esta dirección paleomagnética se puede representar en un diagrama de Zijdeveld (apartado 3.4).

- MAD_{Anc} (°): Desviación angular máxima de los vectores magnéticos que constituyen la dirección paleomagnética anclada al origen del diagrama de Zijdeveld (Kirschvink, 1980). La dirección paleomagnética corresponde a los puntos de NRM restante obtenida en cada doble paso de temperatura, incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste del diagrama de Arai, seleccionado en el cálculo de la paleointensidad.
- α (°): Diferencia angular entre la dirección paleomagnética de mejor ajuste anclada al origen del diagrama de Zijdeveld (Kirschvink, 1980), y la dirección sin anclar. La dirección paleomagnética corresponde a los puntos de NRM restante obtenida en cada doble paso de temperatura, incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste del diagrama de Arai, seleccionado en el cálculo de la paleointensidad.

Criterios a nivel de estación, o en nuestro caso, de colada de lava.

- σ : Desviación estándar de los valores de intensidad obtenidos en una estación/colada de lava. Puede presentarse como, σ absoluta (μT) o σ relativa (%). El mismo valor absoluto de error para diferentes valores de paleointensidad puede implicar errores muy pequeños o muy grandes. En consecuencia, también se va a tener en cuenta el porcentaje, donde los valores de error se pueden comparar entre sí, independientemente del valor de paleointensidad al que acompañan.

Criteria parameter	CLASS		Limit value reference
	A	B	
$n \geq$	5	4	A) Leonhardt et al., 2004b. B) Biggin et al., 2007; Kissel y Laj, 2004; Selkin y Tauxe, 2000.
$\beta \leq$	0.1	0.15	A) y B) Leonhardt et al., 2004b.
$f \geq$	0.5	0.35	A) Kissel y Laj, 2004; Leonhardt et al., 2004b. B) Leonhardt et al., 2004b.
$q \geq$	5	2	A) Leonhardt et al., 2004b. B) Kissel y Laj, 2004.
$ k' \leq$	0.164	0.270	A) y B) Paterson, 2011.
MAD_{Anc} (°) \leq	7	15	A) Kissel y Laj, 2004. B) Biggin et al., 2007; Leonhardt et al., 2004b; Selkin y Tauxe, 2000.
α (°) \leq	10	15	A) Groot et al., 2014. B) Biggin et al., 2007; Leonhardt et al., 2004b; Selkin y Tauxe, 2000.
$\delta(CK) \leq$	5	9	A) Leonhardt et al., 2004. b) Paterson et al., 2014.
$n_{pTRMchecks} \geq$	2	2	A) y B) Tauxe et al., 2016.
σ (μT) \leq	8	8	A) y B) present study. It is the 15% of the present-day field in Georgia (50 μT)
σ (%) \leq	25	25	A) y B) Kissel y Laj, 2004.

Tabla 3.1. Valores límite de los conjuntos de criterios de selección basados en TTA-TTB (Leonhardt et al., 2004; Paterson et al., 2014b), para determinaciones de paleointensidad tipo Thellier, con dos niveles de calidad A y B. También se muestran las referencias donde se han tomado los valores límite.

2) COLECCIÓN DE CRITERIOS DE SELECCIÓN CCRIT

Criterios que evalúan la linealidad, dispersión y alteraciones del tramo de la pendiente de los diagramas de Arai, utilizado en el cálculo de la paleointensidad.

- n_{measure} : Número de puntos NRM restante-pTRM adquirida del diagrama de Arai incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste, utilizado en el cálculo de la paleointensidad.
- β : Medida de la dispersión relativa de los datos alrededor de la línea de mejor ajuste. Es la relación entre el error estándar y el valor absoluto de la pendiente (Coe et al., 1978).
- FRAC: Fracción de NRM utilizada en el cálculo de la paleointensidad. Es la fracción de NRM contenida en el segmento lineal de mejor ajuste seleccionado, en el diagrama de Arai. Está determinada únicamente por la suma de los diferentes vectores de magnetización (NRM restante) incluidos en el segmento lineal (Shaar y Tauxe, 2013).
- GAP-MAX: Factor de espaciado máximo entre dos puntos calculado mediante las distancias entre los vectores de magnetización (NRM restante) (Shaar y Tauxe, 2013).
- $|k'|$: Medida de la curvatura de la gráfica de Arai. Se calcula mediante el círculo de mejor ajuste de los datos comprendidos en el segmento lineal de mejor ajuste del diagrama de Arai (Paterson, 2011). Los datos se normalizan con los valores máximos de NRM restante y pTRM adquirida del segmento lineal utilizado en el cálculo de la paleointensidad.
- SCAT: Operador booleano que usa el error en la pendiente del segmento lineal de mejor ajuste del diagrama de Arai, para indicar el grado de dispersión de los datos seleccionados en el cálculo de la paleointensidad (Shaar y Tauxe, 2013).
- $n_{\text{pTRM-check}}$: Número de controles pTRM (o pTRM-checks; Thellier y Thellier (1959) empleados para analizar la alteración del segmento lineal de mejor ajuste, utilizado en el cálculo de la paleointensidad (Shaar y Tauxe 2013).

Criterios direccionales. Evalúan la dirección paleomagnética generada por la NRM desmagnetizada en cada doble paso de temperatura, la cual da lugar a un diagrama de Zijderveld similar al explicado en el apartado 3.4.

- MAD (MAD_{Free}): Desviación angular máxima de los vectores magnéticos que constituyen la componente o dirección paleomagnética en el diagrama de Zijderveld (Kirschvink 1980). La dirección paleomagnética corresponde a los puntos de NRM restante obtenida en cada doble paso de temperatura, incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste del diagrama de Arai, seleccionado en el cálculo de la paleointensidad.

- DANG (Ángulo de desviación): ángulo entre la dirección paleomagnética sin anclar al origen y la dirección entre el centro de masas de los datos y el origen, en el diagrama de Zijderveld (Kirschvink, 1980). La dirección paleomagnética corresponde a los puntos de la NRM restante obtenida en cada doble paso de temperatura, incluidos en el segmento lineal de mejor ajuste del diagrama de Arai, seleccionado en el cálculo de la paleointensidad (Tanaka y Kobayashi, 2003; Tauxe y Staudigel, 2004).

Criterios a nivel de estación, o en nuestro caso, de colada de lava.

- n_{SITE} : Número de determinaciones por estación.
- σ_{SITE} : Desviación estándar de los valores de intensidad obtenidos en la estación. Su aplicación puede ser diferente en función de cómo se presente el resultado, σ absoluta (μT) o σ relativa (%). El mismo valor absoluto de error para dos paleointensidades, una de pequeño valor y otra de grande, implica diferentes rangos de error, por lo que no pueden ser comparados entre sí. En consecuencia, se va a tener en cuenta el error relativo, ya que un porcentaje de error será el mismo para diferentes paleointensidades.

Criteria parameter	$n_{measure}$	β	FRAC	g_{max}	$ k' $	MAD (°)	DANG (°)	n_{pTRM-} checks	SCAT	n_{SITE}	σ_{SITE} (μT)	σ_{SITE} (%)
	\geq	\leq	\geq	\geq	\leq	\leq	\leq	\geq	=	\geq	\leq	\leq
CCRIT	4	0.1	0.78	0.6	0.164	5	10	2	True	3	4	10
RCRIT	4	0.1	0.60	0.6	0.300	12	10	2	True	3	6	15

Tabla 3.1. Valores umbral de los conjuntos de criterios de selección CCRIT (Tauxe et al. 2016) y RCRIT, para determinaciones de paleointensidad tipo Thellier.

La colección de criterios CCRIT y sus valores umbral se han probado experimentalmente sobre especímenes enfriados en presencia de un campo conocido de edad histórica o aplicado en el laboratorio (Tauxe et al., 2016). Los resultados de paleointensidad obtenidos se compararon con el campo conocido para verificar su grado de fiabilidad. Las intensidades de campo obtenidas fueron similares a las esperadas, con una pendiente de ajuste de $R^2 = 0.94$, por lo que se pueden considerar que tienen una alta fiabilidad (Fig. 3.21.). En esta tesis se propone, además, una segunda serie de valores límite más flexibles, para el conjunto de criterios CCRIT, a los que vamos a llamar RCRIT. Los valores umbral de RCRIT siguen siendo más estrictos que los propuestos para otros conjuntos de criterios frecuentemente utilizados (e. g. Kissel y Laj, 2004; Tauxe et al., 2013). Estos valores también fueron probados sobre el mismo tipo de especímenes que en Tauxe et al. (2016), mostrando resultados similares a los de CCRIT (Fig. 3.21.). Además, también van a ser analizados con los resultados tipo Thellier obtenidos en esta tesis (ver apartado 5.2.).

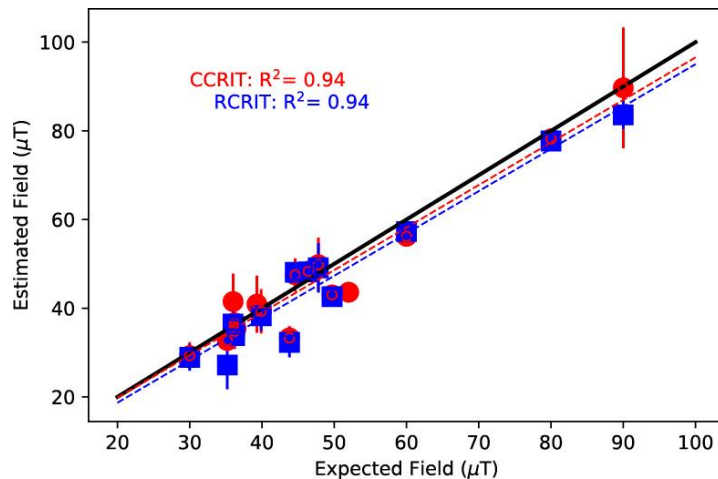


Figura 3.21. Comparación de los valores de intensidad estimados utilizando los conjuntos de criterios de selección CCRIT y su versión flexible RCRIT, sobre un conjunto de especímenes enfriados en presencia de un campo magnético de edad histórica o aplicado en el laboratorio (Tauxe et al., 2016). Se muestran los valores R^2 de las regresiones lineales. CCRIT y RCRIT producen la misma precisión y exactitud, con una pendiente cercana a la unidad.

3.5.2. Métodos tipo multiespécimen

Dekkers y Böhnell (2006) proponen el método multiespécimen de pTRMs diferenciales paralelas (MSP-DB), o multispecimen parallel differential pTRM method, a partir de las observaciones realizadas por Biggin y Poidras (2006). Biggin y Poidras (2006) presentan evidencias experimentales de que los procesos de desmagnetización y remagnetización de pTRMs producen ciertos efectos en la TRM de granos MD con simetría de primer orden, similares a los producidos en la TRM de granos SD. Pueden explicar el comportamiento de los granos MD simétricos mediante un modelo cinemático simple en el que la estructura de dominios depende de la temperatura. Argumentan que el proceso convencional mediante el cual las paredes de los dominios se mueven buscando la configuración de menor energía, solo ocurre en granos MD sometidos a un alto estrés, donde pasarán a tener simetría de segundo orden. La realización de numerosos calentamientos sobre la misma muestra se considera como una condición de alto estrés.

El método MSP-DB es considerado como una técnica adecuada para estimar paleointensidades independiente del estado de dominios de los granos portadores de la magnetización. Consiste en la adquisición de pTRMs paralelas a la NRM original (TRM) de cada espécimen. Se aplican diferentes campos B_{lab} , en la dirección de la TRM original, cada uno a un espécimen diferente tomado de la misma muestra estándar o testigo, o de varios testigos de la colada de lava. Cada espécimen se calienta solo una vez y la temperatura siempre va a ser la misma durante toda la determinación (Fig.3.22. y Tabla 3.3. pasos m0 y m1). La temperatura seleccionada debe estar por debajo de la que produce posibles alteraciones magnetoquímicas observadas en experimentos previos (curvas Ms-T y experimentos de desmagnetización), pero debe de ser suficiente para desbloquear una cantidad de fracción de la TRM original que permita el cálculo de la paleointensidad. Se asume la misma historia magnética para cada espécimen debido a que el protocolo minimiza el número de pasos de calentamiento, y de esta forma también se evitan posibles alteraciones magnetoquímicas.

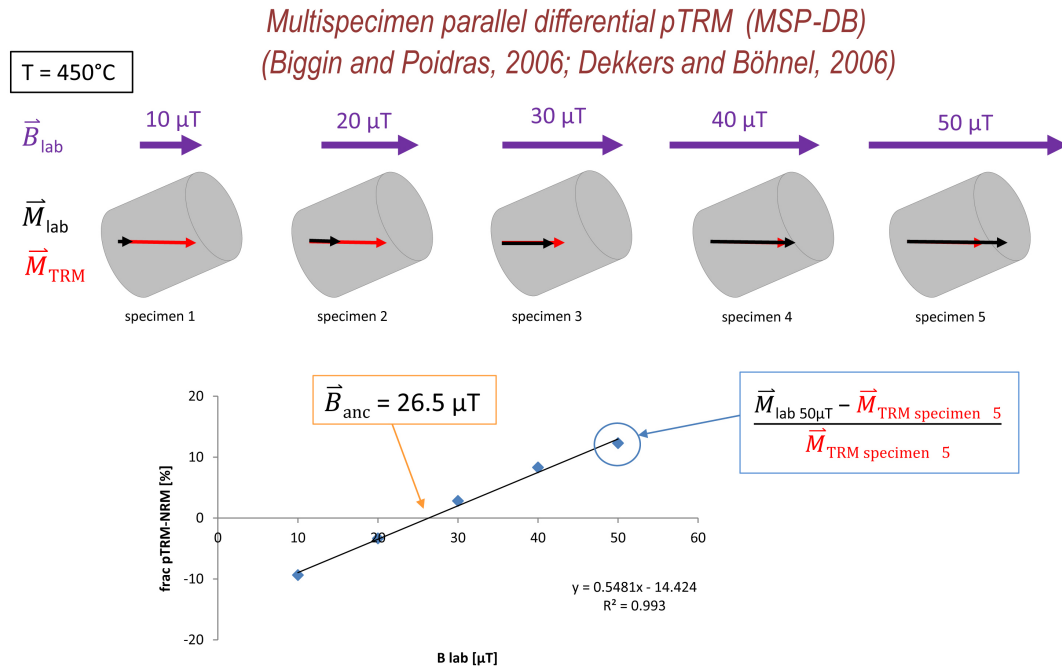


Figura 3.22. Esquema simplificado del protocolo multispecimen de pTRMs diferenciales paralelas (MSP-DB) (Dekkers y Böhnel, 2006; Biggin y Poidras, 2006). Se muestra el procedimiento y cálculos para una determinación de paleointensidad en la que se utilizan 5 especímenes. T: Temperatura aplicada durante todo el experimento. B_{lab} : campo magnético aplicado a cada espécimen. M_{lab} : Magnetización resultante equivalente a la TRM que no se ha desmagnetizado más la pTRM adquirida. M_{NRM} : Magnetización original.

El cálculo de la paleointensidad MSP-DB se realiza mediante la diferencia entre la M_{lab} resultante en el paso m1 y la TRM original obtenida en el paso m0, en cada espécimen sometido a diferentes B_{lab} , o lo que es lo mismo la ratio QDB (Fig. 3.22. y Tabla 3.3.). M_{lab} es equivalente a la TRM que no se ha desmagnetizado más la pTRM adquirida (también puede llamarse remagnetizada o sobreimpresa), por lo que la ratio QDB es el valor de la pTRM adquirida por cada espécimen del experimento. Cuando esta diferencia es cero, se asume que el campo magnetizador es igual al campo antiguo o paleointensidad (B_{anc}). Es decir, el B_{lab} aplicado cuando la diferencia entre la TRM original y la pTRM sobreimpresa es cero, es equivalente al B_{anc} (Fig. 3.22.). Se considera que la magnetización generada, en proporción al B_{lab} aplicado, es la misma en todos los especímenes que constituyen la determinación, porque van a presentar la misma historia magnética debido a que solo se han calentado una vez.

Posteriormente, en algunos estudios donde el método MSP-DB fue aplicado a materiales en los que se conocía el campo magnético que generó su magnetización, se obtuvieron valores de paleointensidad por encima de este campo (e. g. Calvo-Rather et al., 2016; Fabian y Leonhardt, 2007; Michalk et al., 2010 y 2008). En relación con estas observaciones, Fabian y Leonhardt (2010) proponen un nuevo protocolo llamado multispecimen con corrección del estado de dominios (MSP-DSC; multispecimen domain state correction). En él incorporan una serie de pasos al método MSP-DB, que incluyen correcciones de la fracción de magnetización y del estado de dominios, para evitar la sobreestimación de la paleointensidad observada. El protocolo completo aplicado sobre cada espécimen de en una determinación queda de la siguiente forma (Tabla 3.3.) (ver gráfica de un ejemplo de determinación MSP-DSC en la fig. 3.27.b):

- **m0:** Medida directa de la TRM original.
- **m1:** Medida de la remanencia producida en el paso de calentamiento-enfriamiento en presencia de un campo B_{lab} paralelo a la TRM original. Hasta aquí equivale al protocolo MSP-DB y se obtiene la ratio QDB de magnetización adquirida para cada espécimen (Tabla 3.3.).
- **m2:** Medida de la remanencia producida en el paso de calentamiento-enfriamiento en presencia de un campo B_{lab} paralelo a la TRM original y de sentido contrario al aplicado en m1. Permite obtener el valor de la NRM reemplazada (f) para realizar la corrección de la fracción.

La fracción de NRM original remagnetizada por la pTRM adquirida en el laboratorio, o dicho de otra forma la NRM original reemplazada (f) durante los calentamientos, puede ser diferente en cada espécimen empleado para la determinación de paleointensidad. Debido a esta diferencia en la f de cada espécimen, es necesario normalizarla respecto a la TRM total de la medida para evitar una posible dispersión en los resultados.

En el cálculo de la paleointensidad con el protocolo MSP-DB, la ratio QDB normaliza la pTRM adquirida con la NRM original de cada espécimen (paso m0). Sin embargo, la pTRM adquirida no suele ser proporcional a la fracción de NRM reemplazada (f). Por ello es necesario un nuevo paso m2 para medir f. Dividiendo el resultado de QDB para f corregimos esta diferencia y la consiguiente dispersión en los resultados.

De esta forma se está normalizando el resultado obtenido en la ratio QDB de cada espécimen mediante la aplicación de una corrección sobre la fracción de la magnetización utilizada. Tras la corrección de la fracción de magnetización, el valor de la pTRM adquirida para cada espécimen viene dado por la ratio QFC (Tabla 3.3.).

El valor de f también va a ser usado como criterio de selección de las determinaciones de paleointensidad MSP (apartado 3.5.2.1).

- **m3:** Medida de la remanencia producida tras calentar con campo cero y enfriar con B_{lab} paralelo a la TRM original. Permite calcular la parte de la magnetización correspondiente al efecto de las pTRM-tails generadas por los granos MD en los que las paredes de los dominios se han desplazado. Este proceso está provocado por el estrés térmico causado por el tercer calentamiento. De esta forma se realiza una corrección del estado de dominios. Tras esta corrección, el valor de pTRM adquirida en cada espécimen de la determinación de paleointensidad, viene dado por la ratio QDSC (Tabla 3.3.).

En este paso se obtiene la susceptibilidad χ_3 . Es una de las susceptibilidades que participa en la adquisición de la TRM cuando la muestra está por encima de la temperatura de bloqueo (T_b) y por debajo de la temperatura de desbloqueo (T_{ub}). Corresponde a la remanencia residual que ha sido desmagnetizada pero que no ha sido sobreimpresa por la pTRM. Cuando $\chi_3 \geq 0$, B_{anc} está sobreestimado, y cuando $\chi_3 = 0$, la remanencia desmagnetizada y la sobreimpresa son iguales (normalmente en granos SD). No se puede calcular mediante protocolos térmicos. Sin embargo, Fabian

y Leonhardt (2010) han observado gráficamente que es equivalente a la contribución del estado de dominios que estamos midiendo en m_2 , multiplicada por la constante alfa (α) obtenida experimentalmente.

El parámetro α se incluye en el cálculo de la ratio QDSC de cada espécimen, y se usa para evitar la sobreestimación cuando la contribución del estado del dominio presenta $\chi_3 \geq 0$. Generalmente, se toma un valor entre 0.2 y 0.8. En trabajos previos (e. g. Tema et al., 2015, 2016) se han comparado resultados de arqueointensidades MSP-DSC usando valores α de 0.2, 0.5 y 0.8. El resultado más cercano al campo conocido es proporcionado por $\alpha = 0.5$. Fabian y Leonhardt (2010) también recomiendan este valor, según sus propios resultados experimentales. Por lo tanto, se ha utilizado este valor en los cálculos realizados para la tesis.

- **m4:** Remanencia obtenida tras repetir el paso m1. La diferencia entre m_1 y m_4 proporciona el error relativo de alteración ϵ_{alt} . Con este parámetro podemos verificar si se han producido alteraciones magnetoquímicas.

Los objetivos principales del método son, por un lado, minimizar el efecto de la alteración magneto-química durante los calentamientos, ya que la temperatura aplicada se puede seleccionar por debajo de la que puede provocar alteraciones, según los experimentos de magnetismo de rocas, siempre que la fracción de magnetización desbloqueada sea suficiente, según los experimentos de desmagnetización. Y por otro, minimizar los efectos parciales de las pTRM-tails con la alineación paralela a la TRM original de las pTRMs aplicadas en el laboratorio.

Step	Description	Ratio
m0	Original TRM.	
m1	Remanence produced by in-field heating-cooling step in B_{lab} parallel to the TRM.	<p>MSP-DB protocol paleointensity</p> $QDB = \frac{m_1 - m_0}{m_0}$
m2	Remanence after in-field heating-cooling cycle in B_{lab} antiparallel to the TRM.	<p>MSP-FC protocol paleointensity</p> $QFC = 2 \frac{m_1 - m_0}{2m_0 - m_1 - m_2}$
m3	Remanence after zero-field heating y cooling in-field B_{lab} parallel to the TRM.	<p>MSP-DSC protocol paleointensity</p> $QDSC = 2 \frac{(1 + \alpha)m_1 - m_0 - \alpha m_3}{2m_0 - m_1 - m_2} \quad \chi_3 = \alpha \frac{m_1 - m_3}{B_{lab}}$
m4	Remanence is obtained repeating the m1 procedure.	<p>Relative alteration error</p> $\epsilon_{alt} = \left \frac{m_1 - m_4}{m_1} \right $

Tabla 3.3. Pasos de los protocolos y cálculos para obtener la pTRM adquirida en cada espécimen de una determinación multiespécimen de pTRMs diferenciales paralelas (MSP-DB) (Dekkers y Böhmel, 2006; Biggin y Poidras, 2006) y multiespécimen con corrección del estado de dominios (MSP-DSC) (Fabian y Leonhardt, 2010). Se incluye el cálculo para el paso intermedio de corrección de la fracción (MSP-FC).

Los experimentos MSP-DSC fueron llevados a cabo en dos laboratorios diferentes, en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM), Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y en el Laboratoire experimental de paleomagnetisme et magnetisme des roches, Géosciences, Université de Montpellier (Francia).

Para las determinaciones MSP llevadas a cabo en el laboratorio del IGUM-UNAM, la temperatura seleccionada fue de 450 °C, tras comprobar que, por término medio, en los experimentos de desmagnetización TH, el 75% de la magnetización se mantenía a esta temperatura. Y que además, en las curvas termomagnéticas (Ms-T) no aparecían alteraciones a esta temperatura. El B_{lab} fue aplicado a intervalos de 5 o 10 μT , hasta alcanzar 80 μT . Se utilizaron 7 especímenes perteneciente a un solo testigo, de cada colada de lava preseleccionada en el protocolo MSP-DB. Se utilizaron de 4 a 7 especímenes para cada determinación de paleointensidad mediante el protocolo MSP-DSC. Los intervalos de B_{lab} fueron seleccionados de acuerdo con los resultados obtenidos previamente, durante el mismo protocolo. Los especímenes se prepararon tomando pequeños fragmentos irregulares de muestras estándar y fabricando unas pastillas de sal tamizada, de tamaño muestra-estándar (cilindros de 11 cm^3) (Fig. 3.23.a y b). Para ello se utilizó una prensa hidráulica.

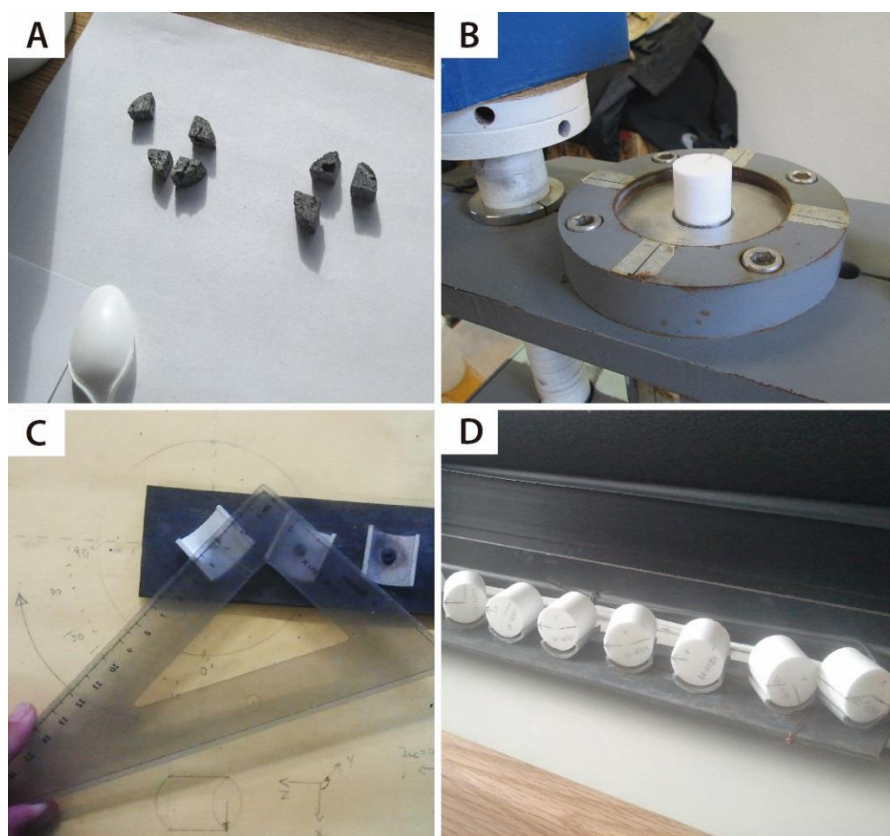


Figura 3.23. A) Fragmentos de muestras utilizados para la preparación de especímenes en pastillas de tamaño muestra-estándar de sal. B) Muestra de sal tamaño estándar sobre la prensa hidráulica. C) Portamuestras individuales de la bandeja de calentamiento-enfriamiento. Se muestra cómo se orienta un portamuestras a un ángulo de $90^\circ - Inc$ respecto de la línea perpendicular a la bandeja ($Inc =$ inclinación de la TRM original, aproximadamente 40°). D) Especímenes orientados con la línea de declinación 0 respecto de la TRM original en paralelo a la bandeja de calentamiento-enfriamiento (marca de flecha). Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), actual Servicio Arqueomagnético Nacional, IGUM-UNAM.

Los especímenes se calentaron y enfriaron utilizando unos portamuestras especiales incorporados en la bandeja del horno, donde fue posible orientar cada uno de ellos con su TRM original paralela al eje z de aplicación de B_{lab} . Para hacer coincidir la declinación de la TRM original, primero se hizo una marca aleatoria en una de las bases de los especímenes y se midió la TRM. Después, se calculó el ángulo en el cual la declinación era igual a cero y se hizo una segunda marca en la misma superficie. La línea diametral donde la declinación de la TRM original era 0 se colocó paralela a la base de la bandeja de calentamiento-enfriamiento. Los portamuestras individuales de la bandeja de calentamiento son móviles y se pudieron rotar el ángulo necesario para orientar la muestra con inclinación de TRM original igual 0 (Fig. 3.23.d). Para ello se orientaron con un ángulo de $90^\circ - Inc$ respecto a la línea perpendicular al eje z del horno (línea perpendicular a la dimensión alargada de la bandeja del horno) (Fig. 3.23.c). El enfriamiento se realizó utilizando un ventilador incorporado al horno. El desmagnetizador térmico usado fue un horno de doble cámara TD48-DC (ASC) y las medidas se realizaron con un magnetómetro spinner JR-6 (AGICO) (Fig. 3.24.b.). Los pasos correspondientes a los protocolos MSP-FC y MSP-DSC fueron realizados por el Dr. Juan J. Morales en la secuencia de Apnia y Nayeli Pérez en la secuencia de Korkhi.

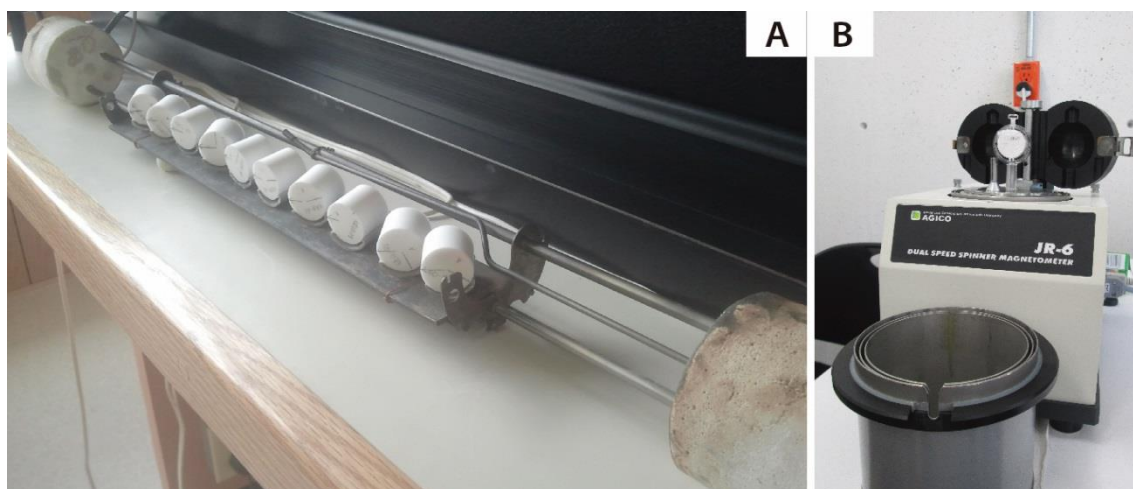


Figura 3.24. A) Bandeja para realizar los pasos de calentamiento-enfriamiento con especímenes orientados con su TRM original paralela al eje z del horno. B) Magnetómetro spinner JR-6 (AGICO). Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), actual Servicio Arqueomagnético Nacional, IGUM-UNAM.

En Géosciences, Univ. de Montpellier los criterios de preselección de especímenes fueron ligeramente distintos a los aplicados en IGUM-UNAM, pero con el mismo propósito de valorar el comportamiento térmico y magnético de los materiales: 1) Curvas termomagnéticas (Ms-T) reversibles (ver apartado 3.3.1.), 2) el 50% de la magnetización permanece sin desmagnetizar a 400°C en los experimentos de desmagnetización térmica (apartado 3.4.) y 3) pTRM-checks sin alteración en las determinaciones de paleointensidad tipo Thellier.

Además, se trató de usar algunas muestras en las que las determinaciones tipo Thellier habían arrojado diagramas de Arai con forma cóncava, característicos de una magnetización portada por granos MD, con el objetivo de comprobar que el método MSP es realmente independiente del estado de dominios con muestras en las que la proporción de MD es mayoritaria.

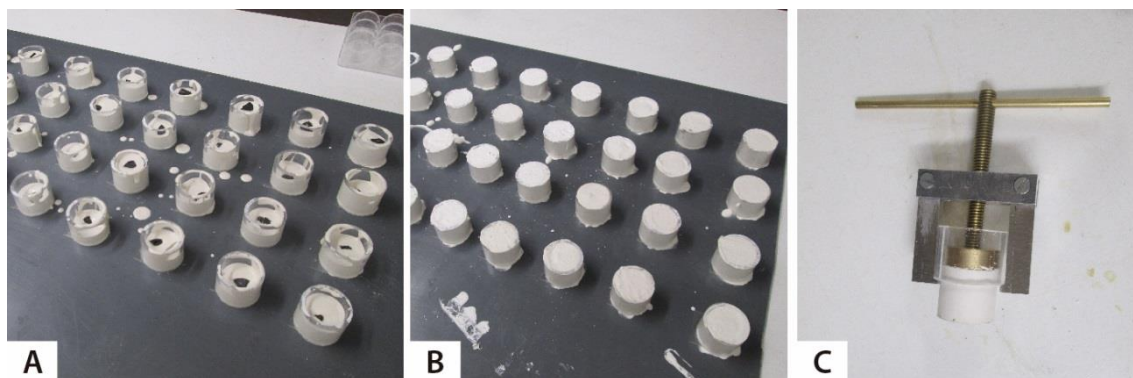


Figura 3.25. A y B) Fragmentos de muestras en preparación con escayola. C) Sacamuestras para extraer los especímenes de escayola del molde de plástico. Laboratoire expérimental de paleomagnetisme et magnetisme des roches, Géosciences, Université de Montpellier (Francia).

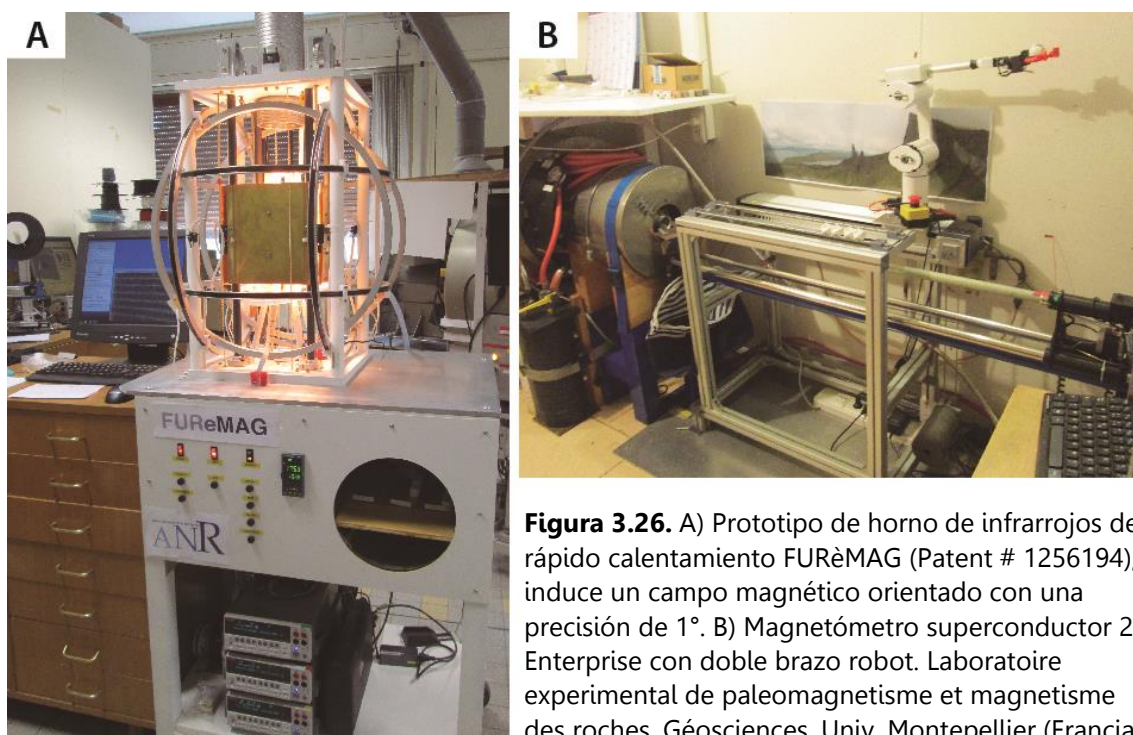


Figura 3.26. A) Prototipo de horno de infrarrojos de rápido calentamiento FURèMAG (Patent # 1256194), induce un campo magnético orientado con una precisión de 1°. B) Magnetómetro superconductor 2G Enterprise con doble brazo robot. Laboratoire expérimental de paleomagnetisme et magnetisme des roches, Géosciences, Univ. Montpellier (Francia).

La temperatura seleccionada para llevar a cabo las determinaciones multiespécimen también fue 450 °C. Se tomó la temperatura media a la cual se retiene el 50% de la TRM en los experimentos tipo Thellier (habitualmente se toma entre el 20% y el 80%). Esta temperatura es la adecuada para evitar alteraciones magnetoquímicas y para desbloquear una fracción de magnetización suficiente para realizar los cálculos de paleointensidad. El campo B_{lab} fue aplicado a intervalos de 10 μT hasta alcanzar 80 μT , sobre 8 especímenes pertenecientes a un solo testigo en algunos casos, y a varios en otros (cercanos en el afloramiento), de cada colada de lava, en todos los protocolos MSP (DB, FC y DSC). Los especímenes se prepararon tomando pequeños fragmentos irregulares de muestras estándar y fabricando unas muestras de escayola de tamaño estándar (cilindros de 11 cm^3) con moldes de plástico (Fig.3.25.). En una de las bases de los especímenes de escayola se hizo una marca aleatoria para mantener la orientación durante las medidas y obtener la TRM original en ese punto. Se calentaron y enfriaron en un prototipo de horno de infrarrojos de rápido calentamiento FURèMAG (Patent #

1256194) (Fig.3.26.a), desarrollado en el laboratorio de Géosciences, Univ. de Montpellier (Thierry Poidras). Es capaz de generar un campo magnético orientado en 3D con una precisión de 1°. Durante la prueba y calibración del horno, se comprobó que no es necesario aplicar la corrección por la tasa de enfriamiento en el protocolo MSP (Fanjat, 2012). Las medidas se realizaron con un magnetómetro superconductor 2G Enterprise con doble brazo robot (Fig. 3.26.b).

Para la interpretación de los resultados se utilizó el programa MultiSpecimen Paleointensity 1.5. (versión online: http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/) desarrollado en Géosciences (Univ. de Montpellier) por el Dr. Pierre Camps (Fig. 3.27.).

Para realizar cada paso de los protocolos MSP propuestos se debe mantener la dirección exacta de los especímenes al ser calentados, para que la magnetización sea adquirida y desmagnetizada siempre con la misma dirección y así poder realizar los cálculos entre los diferentes valores de magnetización. Esto se puede comprobar a partir de la dirección e inclinación magnética de la NRM medida inicialmente, sobre una marca al azar realizada en los especímenes, y que deben ser las mismas en cada medida realizada tras cada paso del protocolo, mientras que la magnetización (momento magnético) cambia. En este programa, a diferencia de otros programas como, por ejemplo MSP-Tool (Monster et al., 2015), las diferencias de declinación e inclinación magnéticas entre cada paso del protocolo MSP (DB, DC o DSC), en un mismo espécimen, no se corrigen. Cuando aplicamos una B_{lab} sobre una muestra con una TRM original (determinada en m_0), ambas deberían ser paralelas. Sin embargo, pueden producirse errores de orientación. En ese caso, el resultado de las medidas m_1 , m_2 , m_3 y m_4 proviene de la suma de dos vectores no exactamente paralelos, dando lugar a un error en la determinación de la magnetización total. Como el ángulo del error de orientación y los valores de la TRM restante y pTRM adquirida, en cada doble paso de temperatura del experimento, son desconocidas, este error no se puede corregir. Por lo tanto consideramos que una corrección matemática no tiene la suficiente precisión y no se aplica. No obstante, si el ángulo de diferencia entre la TRM y las pTRMs de cada paso supera los 10° se rechaza la medida (criterio de selección Crit-angle, apartado 3.5.2.1).

Como ya se ha mencionado, se utilizó un parámetro alfa $\alpha = 0.5$ para calcular la contribución del efecto de estado de dominios (Fabian y Leonhardt, 2010). Además, se empleó un conjunto de criterios de selección que permiten rechazar los datos de baja calidad técnica. Los criterios se aplican al análisis de regresión lineal de los puntos de magnetización adquirida proporcionados por cada espécimen y a las correcciones en las relaciones QDB, QFC y QDSC (Fabian y Leonhardt, 2010) (Tabla 3.3.). Además se proponen dos colecciones de valores límite para estos parámetros, con los que distinguimos resultados de buena calidad (A), de peor calidad (B) y las determinaciones rechazadas(C) (Tabla 3.4.).

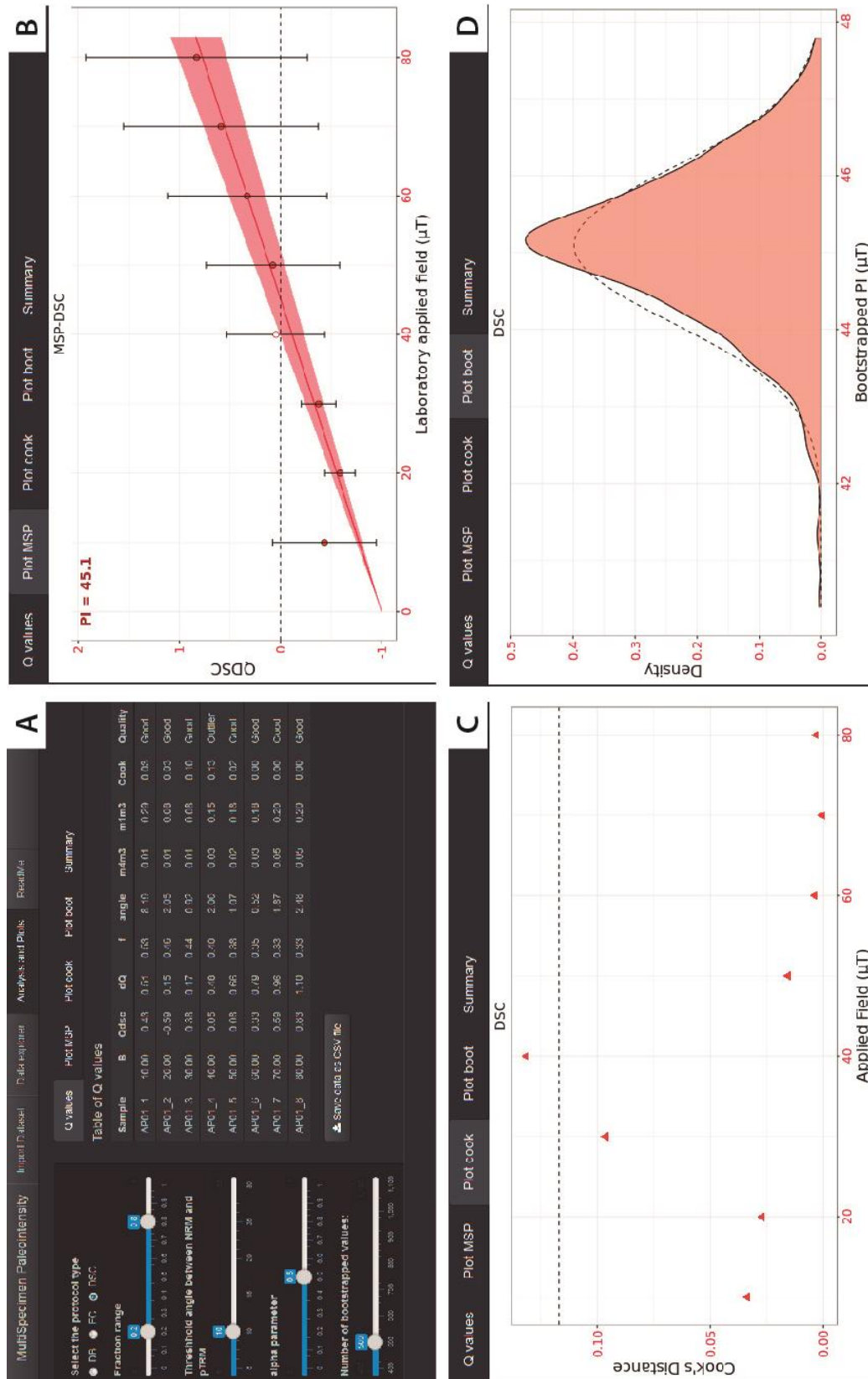


Figure 3.27. Ejemplo de una determinación de paleointensidad MSP-DSC interpretada con la versión online del programa MultiSpecimen Paleointensity 1.5. (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/), desarrollado en Géosciences (Univ. de Montpellier) por el Dr. Pierre Camps. A) Tabla de valores de B_{lab} , QDSC, dQ (en este trabajo ΔQ), f , crit-angle, Cook's distance y calidad (ver apartado 5.5.2.1. y tabla 3.4.). B) Diagrama de la determinación de paleointensidad. C) Diagrama de Cook's distance. D) Gráfica de análisis bootstrap.

3.5.2.1. Criterios de selección multiespécimen

Al igual que en las determinaciones tipo Thellier, se utiliza un conjunto de criterios de selección para evaluar la calidad de los resultados MSP. Esos criterios se aplican al análisis de la regresión lineal de los puntos que proporcionan los ratios QDB, QFC o QDSC (Fabian y Leonhardt, 2010), en función del protocolo aplicado y para cada espécimen al que se ha aplicado un B_{lab} diferente. Estos puntos corresponden a la magnetización adquirida. A partir de ahora se denominarán "puntos espécimen- B_{lab} " (Tabla 3.3.).

Los métodos de tipo Thellier tienen una larga trayectoria experimental y sólida base física. Los métodos de MSP, sin embargo, son más recientes y controvertidos, por lo que están siendo todavía evaluados. No existe un consenso entre la comunidad científica en cuanto a los criterios de selección. Por estas razones, los criterios utilizados para la selección de determinaciones MSP se van a analizar de forma experimental a partir de los resultados obtenidos en esta tesis (apartado 6.). Además, los valores límite propuestos para estos parámetros permiten separar las paleointensidades MSP-DB y MSP-DSC en niveles de calidad A y B (Tabla 3.4.).

Los siguientes criterios se han aplicado a cada punto espécimen- B_{lab} de la regresión lineal. Son los puntos que proporcionan los ratios QDB, QFC o QDSC (Fabian y Leonhardt, 2010), en función del protocolo aplicado, de cada espécimen al que se ha aplicado un B_{lab} diferente y que corresponden a la magnetización adquirida:

- Cook's D: Influencia de cada punto espécimen- B_{lab} en el ajuste de la regresión lineal de la determinación MSP (Fig. 27.c). Es la distancia de cada punto espécimen- B_{lab} de la regresión lineal a la línea de ajuste. Se usa para descartar los puntos espécimen- B_{lab} como puntos de anclaje, cuando tienen una Cook's D mayor a 3 veces el promedio de Cook's D de todos los puntos. Es un requisito predeterminado en el programa MultiSpecimen Paleointensity (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/).

En los protocolos MSP-DB y MSP-FC se utiliza un ajuste de la regresión lineal por Mínimos Cuadrados Ordinarios. En el protocolo MSP-DSC se utiliza un ajuste por Mínimos Cuadrados Ponderados.

- Fracción (f): Proporción de NRM (TRM) desbloqueada (i. e. reemplazada) respecto a la NRM original, para cada punto espécimen- B_{lab} (f en la tabla de la figura 27.a.). Debe de estar comprendida entre el 20% y el 80% de la NRM original (Tema et al., 2016). Garantiza que la NRM desbloqueada es lo suficientemente grande para ser medida con precisión y que tiene un valor inferior a la NRM original (Tema et al., 2016). Además, este intervalo también asegura que, si está presente, el efecto de las pTRM tails de los granos MD, se está incluyendo en las medidas (Tema et al., 2015). Se obtiene a partir de la suma de los vectores m_1 y m_2 , dividida por dos y normalizada por el valor de la NRM original, por lo que solo se puede calcular para los ratios QFC y QDSC. No obstante, también es aplicable al resultado de MSP-DB porque depende de la temperatura alcanzada, que es la misma en los tres protocolos DB, FC y DSC.

El parámetro de fracción f también se utiliza implícitamente en el cálculo de la ratio QFC para realizar la corrección de la fracción (apartado 3.5.2.). f puede ser diferente

en cada espécimen y de esta forma se normaliza su valor para toda la determinación, evitando una posible dispersión en los resultados.

- Crit-angle: Ángulo máximo entre la NRM restante tras la sobreimpresión de la pTRM y la NRM original ("threshold angle between NRM y pTRM" en la figura 27.a.). Este criterio garantiza que la TRM es la componente característica de la magnetización remanente (ChRM) (Tema et al., 2016 y 2015). Tema et al. (2016) propone un Crit-angle máximo de 10°, valor que va a ser utilizado en los resultados de la tesis.
- Alfa (α): Constante utilizada para calcular la contribución del efecto del estado del dominios (Fabian y Leonhardt, 2010) (ver Tabla 3.3. y explicación del paso m3 del procedimiento MSP-DSC, apartado 3.5.2.) ("alpha parameter" en la figura 27.a.). Está incluida en el cálculo de la ratio QDSC y evita la sobreestimación de la paleointensidad cuando $\chi_3 \geq 0$. χ_3 es la susceptibilidad correspondiente a la remanencia residual que ha sido desmagnetizada pero que no ha sido sobreimpresa por la pTRM en el laboratorio. Generalmente se toma un α de valor entre 0.2 y 0.8. Según resultados experimentales $\alpha = 0.5$ es el más recomendable para obtener resultados lo más cercanos posibles al campo magnetizador original B_{anc} (Fabian y Leonhardt, 2010; Tema et al., 2015, 2016). No es un criterio de selección en sí, pero debe utilizarse para garantizar la calidad de los resultados.
- Umbral m4m3 y umbral m1m3: Diferencia de magnetización entre los pasos m4 y m3, y entre m1 y m3 (m4m3 y m1m3 en la tabla de la figura 27.a.). Se trata de una prueba de alteración. En el primero, m4 debe ser mayor que m3 y en el segundo, m1 mayor que m3. Es un requisito predeterminado del programa MultiSpecimen Paleointensity (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/) para MSP-FC y MSP-DSC.

Criterios aplicados a la determinación de paleointensidad completa, es decir, al ajuste de la regresión lineal (por Mínimos Cuadrados Ordinarios, en MSP-DB, o Ponderados, en MSP-FC y MSP-DSC) de los puntos espécimen- B_{lab} :

- n: Número de puntos espécimen- B_{lab} utilizados en la determinación de paleointensidad para que el ajuste de la regresión lineal sea estadísticamente significativo. Además, se debe tener en cuenta la relación N/n para la comparación de resultados. N: número total del puntos espécimen- B_{lab} .
- Rango de la fracción (f): Proporción mínima y máxima de NRM (TRM) desbloqueada (i. e. reemplazada) respecto a la NRM original, de todos los puntos espécimen- B_{lab} utilizados en la determinación de paleointensidad.
- Intervalo de confianza del 95% (CI₉₅): Incertidumbre del 95% de la determinación de paleointensidad. Se calcula sobre la pendiente del ajuste de la regresión lineal. Este valor se puede comparar con el valor de desviación estándar obtenido en las determinaciones de tipo Thellier (Tema et al., 2015). Se calcula mediante un análisis bootstrap de 500 valores realizado por el programa MultiSpecimen Paleointensity (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/). Solo es válido si los valores del análisis bootstrap tienen una distribución gaussiana (Fig. 27.d). Una determinación es perfecta cuando los límites superior e inferior son simétricos respecto al valor de paleointensidad obtenido. Este parámetro es menos fiable cuanto menor sea el

número de puntos incluidos en la determinación. Los resultados obtenidos se van a presentar como la mitad de su valor absoluto (en μT) y de su valor relativo (%).

- R^2 : Coeficiente de determinación del ajuste de la regresión lineal (OSL o WSL).
- P-value: Valor estadístico del análisis bootstrap que representa la probabilidad de obtener un valor igual o extremo, respecto al que se ha obtenido. El valor más bajo entre los protocolos es el más confiable. El programa MultiSpecimen Paleointensity (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/) presenta estos valores de forma predeterminada. No se ha utilizado como criterio de selección en los análisis realizados en esta tesis.
- Intersección-y: Intersección del ajuste de la regresión lineal (OSL o WSL) con el eje y. Debe pasar por el punto (0, -1) en la gráfica que representa la magnetización normalizada de cada espécimen en función del campo aplicado, de acuerdo con la referencia teórica de que cuando una muestra se enfría bajo campo cero no hay adquisición de pTRM. En el programa MultiSpecimen Paleointensity la intersección-y está anclada a (0, -1) de forma predeterminada, excepto en el protocolo MSP-DB que no se ve afectado por el valor de la intersección con y. Monster et al. (2015) no utilizan una intersección-y anclada a (0, -1) y establecen que si la intersección no se produce en $y = -1$ es una señal de que se ha producido una alteración durante el experimento y la determinación de paleointensidad puede no ser fiable.
- Promedio de ϵ_{alt} : Promedio del error de alteración relativo calculado para cada espécimen (Fabian y Leonhardt, 2010) (ver tabla 3.3. y explicación de pasos m4 del procedimiento MSP-DSC). Tema et al. (2016) proponen un valor límite del 10%, el cual va a ser utilizado en el nivel de calidad de clase A, en este trabajo. No se incluye en el programa MultiSpecimen Paleointensity, por lo que se ha calculado de forma manual para las determinaciones realizadas. Solo es posible calcularlo para MSP-FC y MSP-DSC. Sin embargo, cuando se producen cambios magneto-químicos, se considera que la temperatura alcanzada es más importante que el número de calentamientos. Por lo tanto, también sería posible aplicarlo a MSP-DB.
- ΔB : Error final obtenido de la suma del error relativo de alteración recalculado por propagación Gaussiana para toda la determinación ($\Delta Q_{DSC, alt}$), y el error absoluto de la corrección del estado de dominios ($\Delta Q_{DSC, ds}$) (ΔB es ΔH en Fabian y Leonhardt, 2010). Al igual que el error de alteración ϵ_{alt} , solo se puede calcular para MSP-DSC, y como depende de la temperatura alcanzada, se puede tener en cuenta como criterio de selección en MSP-DB.

El programa MultiSpecimen Paleointensity no lo incluye, por lo que se ha calculado de forma manual. Se calcula un error total ΔQ_i para cada punto espécimen- B_{lab} (dQ en tabla de la figura 27.a.), que es la suma de $\Delta Q_{DSC, alt}$ y $\Delta Q_{DSC, ds}$ (Fabian y Leonhardt, 2010). Introduciendo este valor en la ecuación siguiente y despejando ΔB , obtenemos el error final de la determinación de paleointensidad.

$$\left(\frac{\Delta B}{B}\right)^2 = \left[\sum_{i=1}^N \left(\frac{B_i/HB}{\Delta Q_i}\right)^2 \right]^{-1}$$

B: single-specimen paleointensity
B_i: laboratory field
 ΔQ_i : single-specimen total error

Criteria thresholds applied to each specimen-B _{lab} point results		Criteria applied to complete paleointensity determination		
Cook's D	≤ 3 cook's D mean	Class	A	B
f	= 0.2 - 0.8	n	≥ 4	3
Crit-angle	≤ 10°	f range	= 0.3 - 0.7	0.2 - 0.8
α (°)	= 0.5	CI_{95 T/2} (μT)	≤ 8	8
m4m3	m4 > m3	CI_{95 (T/2)%} (%)	≤ 20	25
m1m3	m1 > m3	R²	≥ 0.9	0.85
		y-intercept	= 0	0
		ε_{alt}	≤ 10	15
		ΔB%	≤ 20	25

Tabla 3.4. Valores límite de los conjuntos de criterios de selección propuestos para las determinaciones de paleointensidad tipo multiespécimen, con dos niveles de calidad A y B (Fabian y Leonhardt, 2010; Tema et al., 2016 y 2015; MultiSpecimen Paleointensity (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/)).

3.5.3. Dos metodologías para la obtención de paleointensidades de alta fiabilidad: 1) Métodos tipo Thellier y criterios CCRIT, y 2) Enfoque multimétodo

Estudios sobre materiales actuales, en los que las rocas se han magnetizado en un campo magnético conocido, obtienen paleointensidades de buena calidad técnica, usando las metodologías constatadas de tipo Thellier, pero que no coinciden con el campo aplicado (e. g. Calvo et al., 2002). En los últimos años ha aumentado el número de estudios en los que se proponen nuevos enfoques para tratar de conseguir datos de paleointensidad de alta fiabilidad (Biggin et al., 2015; Tauxe et al., 2016; Calvo-Rathert et al., 2016). En esta tesis se han empleado dos metodologías diferentes con el objetivo de aumentar la fiabilidad de las paleointensidades. Uno de ellos consiste en aplicar un conjunto de criterios de selección muy estricto (CCRIT) a determinaciones de paleointensidad obtenidas mediante métodos tipo Thellier, y el segundo en combinar paleointensidades obtenidas mediante métodos tipo Thellier y tipo multiespécimen.

1) Métodos tipo Thellier y criterios CCRIT

La primera de las metodologías utilizadas consiste en aplicar un conjunto de criterios de selección especialmente estricto (CCRIT) a determinaciones de paleointensidad obtenidas mediante métodos tipo Thellier. Los métodos tipo Thellier están fundamentados en una rigurosa base física y llevan realizándose durante décadas con la aceptación de su fiabilidad por la comunidad científica. En este estudio se han utilizado los métodos Thellier-Thellier (Thellier y Thellier 1959) e IZZI (Yu et al. 2004) (ver apartados 3.5.1.1. y 3.5.1.2.). Como ya se ha explicado en el apartado 3.5.1.3., la colección de criterios CCRIT y sus valores límite se han probado experimentalmente sobre especímenes enfriados en presencia de un campo conocido de edad histórica o aplicado en el laboratorio (Tauxe et al., 2016). Los resultados de paleointensidad obtenidos se compararon con el campo conocido para verificar su grado de fiabilidad. En esta tesis se propone, además, una segunda serie de valores límite más flexibles, para el conjunto de criterios CCRIT, a los que vamos a llamar RCRIT. Los valores umbral de RCRIT siguen siendo más estrictos que los propuestos para otros conjuntos de criterios frecuentemente utilizados (e. g. Kissel y Laj, 2004; Tauxe et al., 2013). Estos valores

también fueron probados sobre el mismo tipo de especímenes que con CCRIT, mostrando resultados similares a los de conjunto CCRIT (Tauxe et al., 2016) y sobre los resultados obtenidos en la secuencia de Apnia.

2) Enfoque multimétodo

La segunda metodología para obtener paleointensidades de alta fiabilidad ha consistido en combinar paleointensidades obtenidas mediante métodos tipo Thellier y tipo multiespécimen. Los resultados coherentes obtenidos de la utilización de varios tipos de métodos refuerzan la fiabilidad de las paleointensidades determinadas. Los trabajos recientes de Biggin et al. (2015) y Biggin y Paterson (2014) apoyan la necesidad de utilizar enfoques multimétodo para la obtención de paleointensidad, dada la complejidad de su determinación. Si los resultados obtenidos con dos metodologías basadas en diferentes procedimientos experimentales coinciden, se confirmaría la fiabilidad del dato.

Como ya se ha explicado en el apartado 3.5.2., en contraposición a los métodos tipo Thellier, aceptados y probados por la comunidad científica, existe una nueva línea de métodos de determinación de la paleointensidad absoluta, todavía controvertida y en estado de evaluación, llamados tipo multiespécimen. En concreto se han utilizado los métodos multiespécimen original (MSP-DB) (Biggin y Poidras, 2006; Dekkers y Böhnell, 2006) y el protocolo ampliado con corrección de la fracción (MSP-FC) y corrección del estado de dominios (MSP-DSC) (Fabian y Leonhardt, 2010). Finalmente, como se explicará en el capítulo 6, se tomaron las paleointensidades obtenidas en MSP-DSC, ya que se ha confirmado que las correcciones que aporta el método arrojan valores de paleointensidad de mayor precisión.

En cuanto a los valores de paleointensidad tipo Thellier utilizados en este enfoque, no es necesario que los criterios de selección aplicados sean tan estrictos como los anteriores (CCRIT). Los resultados finales no necesitarían ser independientes, ya que la prueba de coherencia de múltiples métodos confirma la fiabilidad del dato (Biggin y Paterson, 2014). Además, como lo señalan Paterson et al. (2014), unos criterios demasiado estrictos pueden llevar a rechazar muestras ideales sujetas a ruido experimental. El conjunto de criterios de selección aplicado en este caso (apartado 3.5.1.3.), está basado en los clásicos parámetros y valores límite recogidos en el programa ThellierTool (Leonhardt et al. 2004) y modificados por Patterson et al. (2014) (TTA-TTB), los cuales se han utilizado con frecuencia en la bibliografía. Los valores límite utilizados, han permitido diferenciar dos niveles de calidad, A y B.

3.6. DATACIONES K-Ar

La disponibilidad de dataciones absolutas es esencial para el estudio del CMT registrado en materiales volcánicos. Gracias ellas se puede establecer una evolución en el comportamiento de la polaridad y de las paleointensidades, además de proporcionar los datos necesarios para correlacionar los posibles cambios de polaridad e intervalos de polaridad registrados con la tabla cronoestratigráfica internacional (Gradstein et al., 2012).

El estudio radioisotópico-geocronológico de los basaltos de la secuencia de Korkhi se realizó utilizando una modificación del método K-Ar, desarrollado en el Instituto de Geología de Yacimientos de Petróleo, Petrografía, Mineralogía y Geoquímica de la Academia Rusa de Ciencias (IGEM RAS) para la datación de rocas magmáticas jóvenes, en colaboración con el Dr. Vladimir A. Lebedev. La metodología seguida y principales características analíticas se pueden consultar en Chernyshev et al. (2006). El contenido de Ar radiogénico se determinó mediante la técnica de dilución de isótopos, con el ^{38}Ar monoisotópico como dato pico de referencia. Para ello se utilizó un espectrómetro de masas de alta sensibilidad MI-1201 IG (SELMI) (IGEM RAS). El contenido de K se midió mediante el método de fometría de llama, usando un espectrómetro FPA-01 (ELAM-Center, Rusia). Con el fin de evitar una posible distorsión de las fechas de K-Ar debido a un exceso de ^{40}Ar en los fenocristales presentes en las rocas volcánicas estudiadas, solo fue analizada la masa de basalto. Los errores totales en la determinación de la edad K-Ar ($\pm 2\sigma$) dependen del contenido de argón radiogénico $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{Ar}_{\text{tot}}$ en las muestras analizadas. Sus valores absolutos para ciertas muestras se dan en la Tabla 3.5., junto con los rangos de edad. Los datos radioisotópicos obtenidos se volvieron a calcular utilizando las constantes de disminución recomendadas por la Subcomisión Internacional de Geocronología (Steiger y Jäger 1977).

Sample	Sampling point °N/°E	Rock	K, % $\pm\sigma$	$^{40}\text{Ar}^*$ (ng/g) $\pm\sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ (%) in sample	Age, Ma $\pm 2\sigma$
YUG-330 (KR27)	41.459938 43.466958	basalt	0.860 \pm 0.009	0.110 \pm 0.002	56.7	1.85 \pm 0.08
YUG-331 (KR17)	41.458643 43.46588	basalt	0.730 \pm 0.007	0.158 \pm 0.005	67.2	3.11 \pm 0.20
YUG-332 (KR05)	41.458552 43.465467	basalt	0.763 \pm 0.008	0.163 \pm 0.002	41.7	3.08 \pm 0.09

Tabla 3.5. Resultados de las dataciones K-Ar realizadas en tres coladas de lava de la secuencia de Korkhi (KR27, KR17 y KR05).

Las muestras para las dataciones K-Ar de la secuencia de Korkhi fueron tomadas en las mismas estaciones paleomagnéticas que para los experimentos de magnetismo de rocas, desmagnetización y determinación de la paleointensidad absoluta. Para la secuencia de Apnia fueron tomadas durante una campaña de campo anterior, en la misma sucesión que las muestras paleomagnéticas, aproximadamente 300 m hacia el oeste en la misma ladera. Las coladas de lava de ambos muestreos fueron correlacionadas durante la campaña de campo realizada para el muestreo paleomagnético. De la misma forma, fueron obtenidas las muestras para las dataciones radioisotópicas en la secuencia de Dashbashi. Los resultados de las dataciones se pueden encontrar en Lebedev et al. (2008a; 2008b) (Fig. 3.28. y 3.29.).

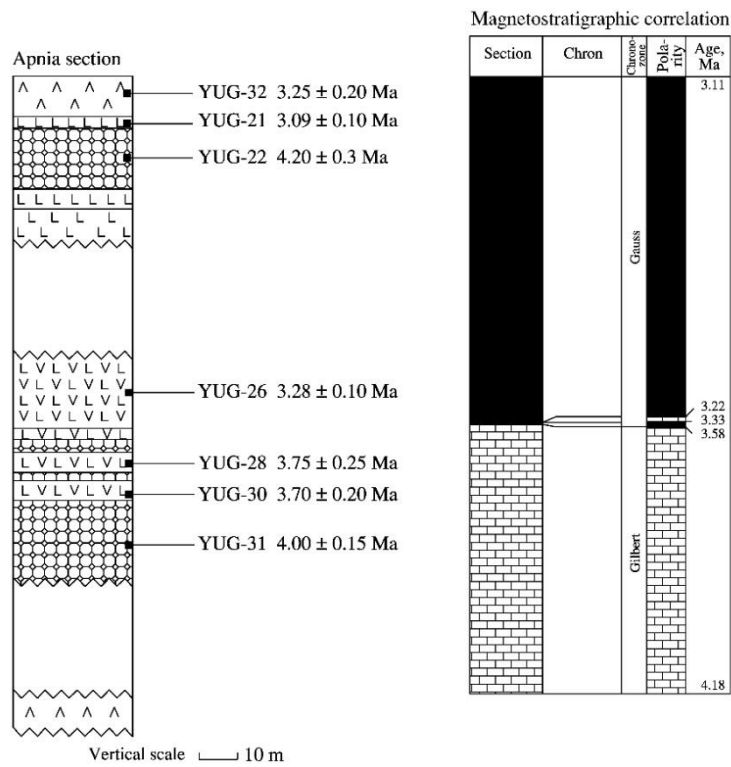


Figura 3.28. Dataciones K-Ar realizadas en Lebedev et al. (2008a) para la secuencia de Apnia. YUG-21 corresponde a la colada AP01, YUG-26 a la AP03, YUG-28 a la AP08 y YUG30 a la AP12.

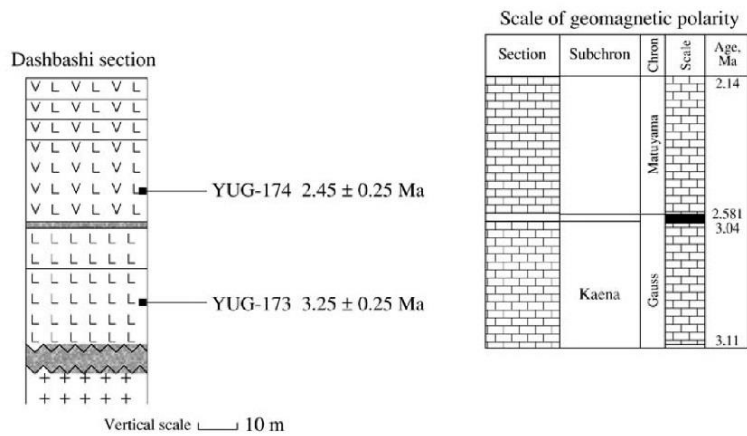
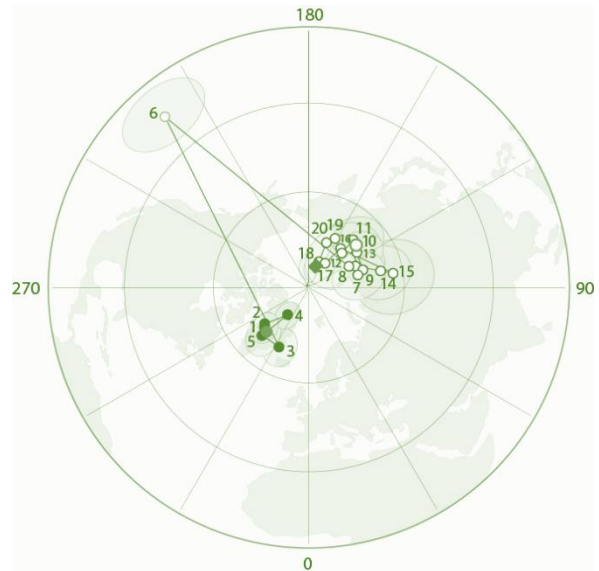


Figura 3.29. Dataciones K-Ar realizadas en Lebedev et al. (2008b) para la secuencia de Dashbashi. YUG-174 corresponde a la colada DB07 y YUG-173 a la DB03.

4. PALEOMAGNETIC RESULTS ON THE APNIA AND KORKHI SEQUENCES



4.1. Introducción al capítulo	101
4.2. Evidence of unusual geomagnetic regimes recorded in Plio-Pleistocene volcanic sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia)	103
4.3. Supplementary material	121

4.1. INTRODUCCIÓN AL CAPÍTULO

El estudio presentado en este capítulo está basado en el análisis y la interpretación de las direcciones paleomagnéticas registradas en las secuencias de Apnia y Korkhi. La secuencia de Apnia está constituida por 20 coladas de lava basálticas y presenta una edad comprendida entre 3.75 ± 0.25 Ma y 3.09 ± 0.10 Ma, obtenida mediante dataciones isotópicas K-Ar. La secuencia de Korkhi comprende 27 coladas de lava basálticas-andesíticas, separadas en dos secciones de diferente edad por una superficie de erosión. Las primeras 17 coladas corresponden a la subsecuencia de Korkhi inferior, la cual presenta edades K-Ar de 3.08 ± 0.09 Ma y 3.11 ± 0.20 Ma. Las 10 coladas restantes pertenecen a la subsecuencia de Korkhi superior, con una edad K-Ar de 1.85 ± 0.08 Ma.

Se han realizado técnicas paleomagnéticas de desmagnetización, térmica y por campos alternos, de la magnetización termorremanente natural (TRM) registrada en las rocas objeto de estudio, para obtener la dirección del CMT registrada. También se han llevado a cabo experimentos de magnetismo de rocas para conocer las características de los minerales portadores de la magnetización remanente.

En un trabajo previo, realizado sobre muestras piloto de ambas secuencias, se obtuvieron direcciones paleomagnéticas que mostraban indicios de haber registrado un momento transicional (Calvo-Rathert et al., 2013). El objetivo de este trabajo es analizar la variación direccional del campo magnético terrestre (CMT) en el periodo de tiempo comprendido por las secuencias. A través de este análisis, se busca conocer el tipo de comportamiento registrado, si se trata de un periodo de polaridad estable, una inversión de polaridad, o un momento anterior y/o posterior a una inversión.

Las direcciones paleomagnéticas medias obtenidas en cada secuencia no coinciden con la dirección esperada, por lo que se ha decidido llevar a cabo diferentes estimaciones para comprobar la estabilidad de las direcciones. Por un lado, se ha calculado la magnitud e incertidumbre de posibles rotaciones tectónicas, las cuales se han descartado. Y por otro, se ha realizado un análisis de la dispersión angular de los polos geomagnéticos virtuales (VGP), recalculados a partir de las direcciones paleomagnéticas. Los valores producidos se han comparado con los esperados de variación paleosecular (PSV).

A partir de los resultados paleomagnéticos y edades isotópicas, se sugieren las siguientes interpretaciones del comportamiento del CMT registrado por las secuencias. Apnia representa, probablemente, la inversión de polaridad inversa a normal C2Ar a C2An-3n. La subsecuencia Korkhi superior muestra un registro del CMT de régimen anómalo, que refleja un intervalo de tiempo transicional. Según las edades K-Ar disponibles podría ser el registro de la transición C2r-1r a Olduvai o Olduvai a C1r-2r. La subsecuencia Korkhi inferior refleja un intervalo de polaridad estable dentro del periodo de polaridad Gauss.



Geochemistry, Geophysics, Geosystems

RESEARCH ARTICLE

10.1029/2017GC007358

Key Points:

- Anomalous paleomagnetic directions revealed by an unstable Earth magnetic field behavior
- Comprehensive paleomagnetic analysis of Earth magnetic field stability as recorded in lava flow sequences
- Evidences of no tectonic vertical axes rotations despite observed anomalous paleodeclinations

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

E. M. Sánchez-Moreno,
emsanchez@ubu.es

Citation:

Sánchez-Moreno, E. M., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Vashakidze, G. T., & Lebedev, V. A. (2018). Evidence of unusual geomagnetic regimes recorded in Plio-Pleistocene volcanic sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19. <https://doi.org/10.1029/2017GC007358>

Received 30 NOV 2017

Accepted 27 MAR 2018

Accepted article online 16 APR 2018

Evidence of Unusual Geomagnetic Regimes Recorded in Plio-Pleistocene Volcanic Sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia)

Elisa M. Sánchez-Moreno¹ , Manuel Calvo-Rathert¹ , Avto Goguitchaichvili², George T. Vashakidze³, and Vladimir A. Lebedev⁴

¹Departamento de Física, EPS Campus Rio Vena – Universidad de Burgos, Burgos, Spain, ²Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM – Campus Morelia, Morelia, México, ³Alexandre Janelidze Institute of Geology, Ivane Javakishvili Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia, ⁴Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry – Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Moscow, Russia

Abstract We report a detailed paleomagnetic study on two Plio-Pleistocene lava flow sequences from the Djavakheti Highland, Lesser Caucasus. The Korkhi sequence is composed of two volcanic successions of distinct age (1.9 and 3.1 Ma), while the Apnia sequence was emplaced between 3.8 and 3.1 Ma according to available radiometric datings. Normal, reverse and intermediate polarities have been determined from both sequences. Mean directions of the normal and reverse polarity groups for each section do not match the expected field direction, but the possibility of tectonic rotations has been dismissed. A composite analysis of paleomagnetic directions, of virtual geomagnetic pole (VGP) scatter and available paleointensity results from a previous study, allow the interpretation of the observed paleomagnetic results. In the Apnia sequence, both a short recording time unable to average paleosecular variation (PSV) and an anomalous Earth magnetic field (EMF) record are responsible for the observed paleomagnetic directions. According to paleomagnetic results and radiometric ages, this sequence most probably records the reverse to normal polarity transition C2Ar to C2An-3n. The upper Korkhi subsequence yields an anomalous EMF record, reflecting a transitional time interval. Paleomagnetic results and available absolute ages suggest that this subsequence either records transition C2r-1r to Olduvai or Olduvai to C1r-2r. The lower Korkhi subsequence registers a normal polarity interval within the Gauss chron, reflecting a stable stage of the EMF.

1. Introduction

The Earth possesses a magnetic field which varies in direction and intensity. It is generated mainly, by a process that resembles a dynamo, and takes place in the liquid outer core. To gain a better knowledge of this process, it is essential to understand both the short and long-term behavior of the Earth's Magnetic Field (EMF). The temporal variation of the EMF can be described by longer periods of stability characterized by relatively small and smooth variations of direction and intensity (secular variation) while shorter unstable periods are characterized by more pronounced directional and intensity fluctuations (polarity transitions and excursions) (Johnson & McFadden, 2007; Laj & Channell, 2007). Stable periods may be generally described by the geocentric axial dipole (GAD) model of the EMF for both normal and reverse polarities. These stable periods present a certain dispersion of the magnetic pole position which is called secular variation. During the unstable periods the non-dipolar fluctuations become more important and can even dominate the EMF geometry. The study of the EMF during the unstable periods may largely contribute to unravel the non-dipolar processes of the geodynamo. This also includes the study of the paths recording directional changes during instability periods (see, for instance, the detailed reviews about geomagnetic reversals of Merrill and McFadden (1999) and Valet and Fournier (2016) and references therein).

Information about EMF variations can be obtained from the thermal remanent magnetization (TRM) recorded by volcanic rocks. Specifically, lava flow sequences can be particularly helpful in revealing the behavior of the EMF during an extended time. This type of records can be found in sequences characterized by sequential image lava flow eruptions (e.g., Caccavari et al., 2015; Camps et al., 2011; Chauvin et al., 1990;

Herrero-Bervera & Valet, 1999; Jarboe et al., 2011; Kissel et al., 2014; Leonhardt et al., 2002; Mankinen et al., 1985; Moulin et al., 2012; Prévot et al., 2003).

The aim of the present work is to describe the record of three different periods of the EMF records an apparent full reversal, a transitional stage and a stable normal polarity period in two Plio-Pleistocene basaltic sequences from the volcanic region of the Djavakheti Highland (sometimes also spelled Javakheti or Dzha-vakheti), in the central sector of the Lesser Caucasus. In addition, new, high standard paleomagnetic data are provided in order to contribute to the database of the time averaged geomagnetic field.

Since the 1990s, several new paleomagnetic and paleointensity studies have been carried out in the Djava-kheti region, using modern methodology applying strict reliability and quality criteria. Many of them were carried out on Pliocene and Pleistocene lava flow sequences (Caccavari et al., 2014; Calvo-Rathert et al., 2011, 2013; Camps et al., 1996; Goguitchaichvili & Pares, 2000; Goguitchaichvili et al., 1997, 2000, 2001a, 2009, 2016). In these previous studies, several episodes of unstable field behavior could be observed.

Calvo-Rathert et al. (2013) performed a reconnaissance paleomagnetic and paleointensity study on specimens from 14 basaltic lava flows from the Korkhi (sometimes also spelled Korxi) and Apnia sequences, but without knowledge about which specific lava flows from each sequence had been sampled. Analysis of the angular scatter of virtual geomagnetic poles yielded higher values than expected in both sequences and 19 paleointensity determinations from specimens belonging to 8 different flows provided successful determinations showing a large scatter. Directional and some paleointensity data pointed toward a possible transitional field record. For this reason, we sampled again both sequences systematically in order to find a record of geomagnetic excursions or reversals recorded in these lavas.

2. Geological Setting and Sampling

The studied Plio-Pleistocene sequences are located in the Djavakheti Highland, in the central sector of the Lesser Caucasus, which is one of the largest neovolcanic areas of the Caucasus and one the most seismically active regions of Georgia (Avagyan et al., 2005; Kachakhidze et al., 2003; Philip et al., 1989). The Caucasus mountain system belongs to the Caucasian-Arabian belt (Sharkov et al., 2015), formed by the still active convergence of the Arabian and Eurasian lithospheric plates within the late alpine tectonic cycle (Adamia et al., 2011). Sharkov et al. (2015) distinguish three stages for the formation of the present structure of the Lesser Caucasus: precollisional (Late Paleozoic-Early Mesozoic), syn-collisional (Middle Jurassic-Middle Miocene), and postcollisional (Late Miocene-Quaternary).

The compressional regime established in the postcollisional stage is responsible for the recent kinematics in the Lesser Caucasus and adjacent areas (Rolland, 2017). These recent kinematics are characterized by a strike-slip regime, with both trans-tensional and trans-pressure characteristics, generated by the still active compression in the zone. Four types of structures can be distinguished: (1) W-E trending folds and thrusts, (2) N-S normal faults, (3) NE-SW trending sinistral strike-slip faults and (4) NW-SE trending dextral strike-slip faults (Avagyan et al., 2010). These structures control the most recent kinematics and act as conduits through which the magma ascends, giving rise to most subaerial neovolcanic activity, with at least three different magmatic stages. The rocks from the present study belong to the second (Pliocene – Early Quaternary) stage of young volcanic activity in the Djavakheti highland and the adjacent Armenian block (Lebedev et al., 2011). Five phases of Pliocene volcanism separated by quiet periods of less than 300 000 years are recognized based on K-Ar dating: I, 3.75–3.55 Ma; II, 3.30–3.05 Ma; III, 2.85–2.45 Ma; IV, 2.25–1.95 Ma; and V, 1.75–1.55 Ma. Impulses of moderately acid and acid volcanism either preceded the major magmatism (phases III and IV) or were synchronous to it (phase II) or at the end of it (phase III) (Lebedev et al., 2011).

Two different sequences belonging to the Akhalkalaki Formation (Figure 1), Apnia (41°21'40"N, 43°16'02"E) and Korkhi (41°27'31"N, 43°27'55"E), have been studied for the present work. The Apnia volcanic sequence is located near the Kura River (Mtkvari in Georgian), and the sequences were sampled from top to base. The sequence consists of 20 consecutive basalt and basaltic andesite lava flows with variable thickness between 0.10 to 8 m (supporting information Figure S1a). Flow boundaries are in general perfectly visible and identifiable. According to Lebedev et al. (2008), the upper lavas have the following K-Ar ages: the uppermost flow AP01 (YUG-21 in Lebedev et al., 2008) yields 3.09 ± 0.10 Ma and the 5th flow from the top AP03 (YUG-26),

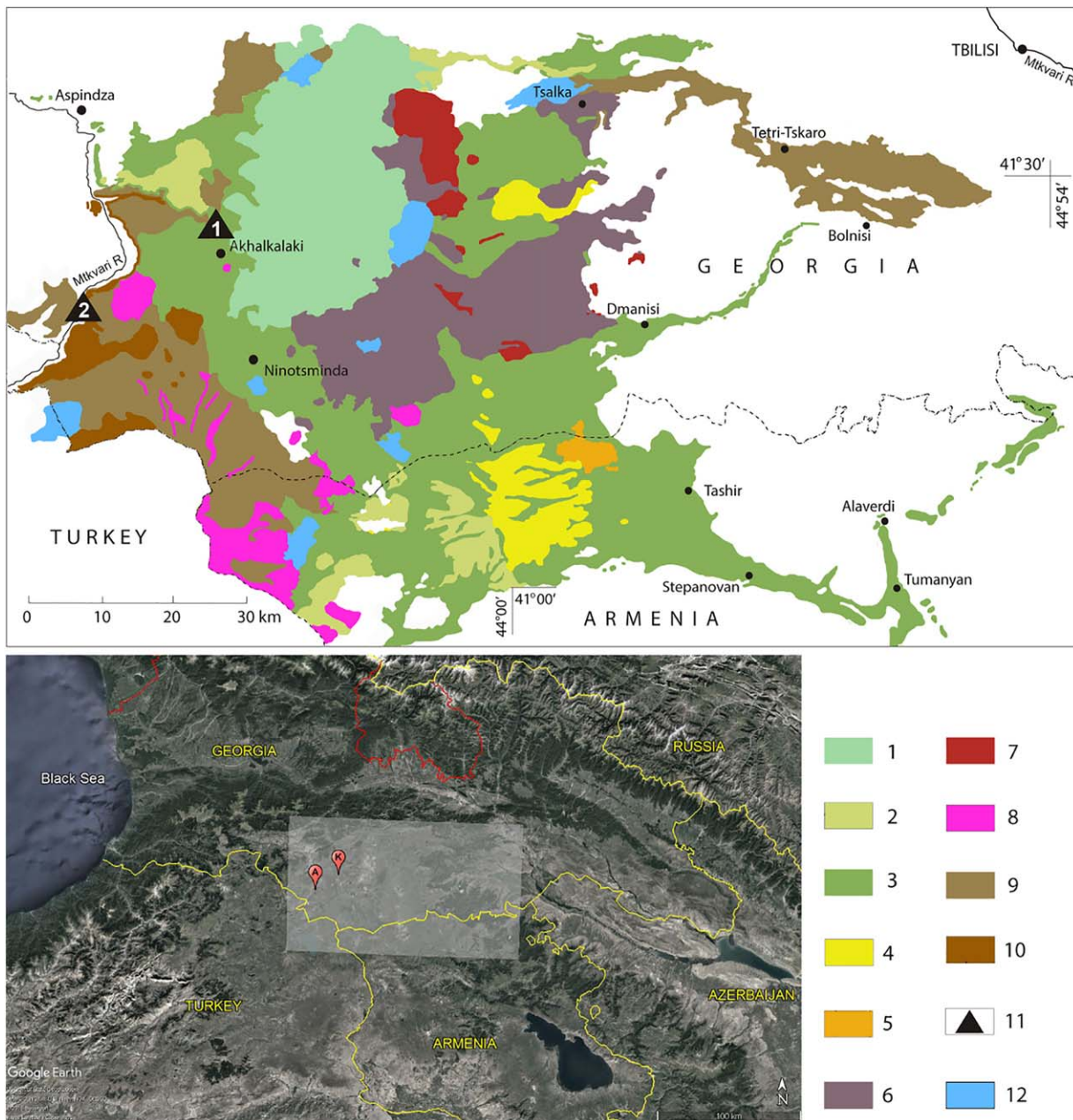


Figure 1. Schematic geological map of the Plio-Pleistocene magmatism in the Djavakheti Highland (Lesser Caucasus) showing lava flow sequences sampled in the present study (Calvo-Rathert et al., 2013; Lebedev, 2015; Lebedev et al., 2008). 1 - Quaternary volcanic rocks (andesites and dacites) of the Samsari ridge (800 – <30 ka); 2–10 Pliocene – Early Quaternary volcanic rocks of Akhalkalaki formation: 2 - Basic lavas (1.75 – 1.40 Ma), 3 - Basic lavas (2.15 – 1.95 Ma), 4 - Later dacites and rhyolites of the Djavakheti ridge (2.25 Ma), 5 - Hyalodacite (2.5 Ma), 6 - Basic lavas (2.65 – 2.45 Ma), 7 - Earlier rhyolites and dacites of the Djavakheti ridge (2.85 – 2.6 Ma), 8 - Dacites of the SW part of Djavakheti highland (3.15 – 3.11 Ma), 9 - Basic lavas (3.22 – 3.04 Ma), 10 - Basic lavas (3.75 – 3.55 Ma); 11 - Sampled lava flow sequences, (1) Korkhi, (2) Apnia; 12 - Lakes. Location map from Google Earth: Image Landsat/Copernicus © 2018 Basarsoft, US Dept. of State Geographer.

3.28 ± 0.10 Ma. In the lower part of this sequence there are two dated lava flows: AP08 (YUG-28) with 3.75 ± 0.25 Ma and AP12 (YUG-30) with 3.70 ± 0.20 Ma. Specimens for the K-Ar datings are taken in the same succession that the paleomagnetic specimens, approximately 300 m toward the west in the same hillside. The lava flows from both samplings have been certain correlated during the paleomagnetic field work. It should be noted that the lower flows are relatively more altered and could have been subject of tectonic stress because multiple micro-faults and cracks can be observed. In addition, highly explosive volcanism, especially in AP17 and AP18, was observed.

The Korkhi volcanic sequence (41°27'31"N, 43°27'55"E) consists of two horizons of basalts with different ages separated by an erosional surface covered by a layer of lacustrine sediments. The first subsequence, Lower-Korkhi, comprises 17 lava flows with thicknesses varying between 0.5 and 5 m (supporting information Figure S1b). In the same way as in Apnia, for this sequence, it was possible to visually verify the breaks between each flow. The second one, Upper-Korkhi, consists of 10 flows with thickness between 1.5 and 4 m (supporting information Figure S1b). Two of these flows were not found *in situ* (KR21 and KR23), but were sampled for future paleointensity determination studies and are shown in Table 1, since it is useful to know its paleomagnetic properties. According to K-Ar datings performed in the present study, over the same paleomagnetic specimens, (supporting information Table S1), the Lower-Korkhi subsequence yields an age of 3.08 ± 0.09 Ma in flow KR05 (YUG-332) and 3.11 ± 0.20 Ma in flow KR17 (YUG-331). Regarding the upper subsequence, it yields an age of 1.85 ± 0.08 Ma in flow KR27 (YUG-330).

3. Methods

The sequences were sampled with a portable water-cooled drill and directly oriented in the field with both a solar and a magnetic compass and an inclinometer, with an average of 8 cores per lava flow. Standard paleomagnetic specimens were cut from each core. All laboratory paleomagnetic experiments were carried out at the paleomagnetic laboratory at the University of Burgos (Spain). Remanent magnetization was measured using a 2G cryogenic magnetometer, a TD48-DC (ASC) oven and a LDA3 (Agico) alternating field demagnetizer. In each of the 47 studied flows two pilot specimens were chosen, one to perform 16 steps thermal demagnetization (TH) up to 585°C, and one for 22 steps alternating field demagnetization (AF) up to 100 mT. Finally, according to the results obtained from the pilot study, 6 to 10 specimens from each flow were subjected to 9 steps TH demagnetization up to 580°C and 3 were demagnetized in 12 AF demagnetization steps up to 100 mT. Including pilot specimens, 222 specimens belonging to Apnia (156 TH and 66 AF) and 323 to Korkhi (241 TH and 82 AF) were measured. Principal component analysis (PCA) and great circle analysis (GCA) were performed with the Remasoft 3.0 software (Agico) (Chadima & Hrouda, 2006).

The isotope-geochronological study of the basalts from Korkhi section was conducted using special modification of the K-Ar method developed in the Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry – Russian Academy of Sciences (IGEM RAS) for the dating of young magmatic rocks. Its methodology and main analytical characteristics are reported in the paper (Chernyshev et al., 2006). The content of radiogenic Ar was determined on a highly sensitive low-blank mass spectrometer MI-1201 IG (SELMI) at the IGEM RAS using the isotope dilution technique with ^{38}Ar monoisotope as a spike. The potassium content was measured by the flame photometry method on an FPA-01 spectrometer (ELAM-Center, Russia). In order to avoid a possible distortion of K-Ar dates due to the presence of excess ^{40}Ar in phenocrysts of volcanics, we analyzed only groundmass of basalts. Total errors in the determination of K-Ar age ($\pm 2\sigma$) depend on the content of radiogenic argon in specimens and $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{Ar}_{\text{tot}}$ in the analyzed material. Their absolute values for certain specimens are given in supporting information Table S1 together with age datings. Obtained isotope data were recalculated using decay constants recommended by the International Subcommission on Geochronology (Steiger & Jäger, 1977).

Rock-magnetic measurements were carried out with a variable field translation balance (VFTB). Whole-rock powdered specimens (between 300 and 400 mg) from 59 specimens of Apnia and 82 of Korkhi were used for these experiments, with the following measurement sequence: (i) IRM acquisition and backfield curves, (ii) hysteresis loops and (iii) strong field magnetization versus temperature (Ms-T) curves. In the remaining specimens only Ms-T curves were measured. Measurements of Ms-T curves were performed in air, heating whole-rock powdered specimens up to different temperatures and cooling them down to room temperature. Most experiments were performed at a heating rate of 20°C/min, but some specimens were heated up to 700°C using a 10°C/min heating rate. Curie temperatures (T_C) were determined using the two-tangent method (Grommé et al., 1969). Hysteresis parameters M_S (saturation magnetization), M_{RS} (saturation remanence), B_C (coercivity) and B_{CR} (coercivity of remanence) were obtained from hysteresis and backfield curves. Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves were recorded in a maximum applied field near to 1T. Analysis of these measurements was performed with the RockMagAnalyzer 1.0 software (Leonhardt, 2006).

Table 1
Paleomagnetic Results^a

Site	K-Ar ages (Ma)	ChRM					VGP				
		N (n + p)	Dec	Inc	k	α_{95}	φ (°N)	λ (°E)	P	Dp	Dm
AP01	3.09 ± 0.10	8 + 0	335.7	57.8	250.1	3.5	71.2	312.4	N	4.0	4.9
AP02		6 + 2	337.2	57.4	427.6	2.7	72.2	309.9	N	3.1	3.8
AP04		7 + 0	345.1	61.1	413.1	3.0	78.9	322.3	N	3.5	4.7
AP05		6 + 0	332.6	58.4	215.2	4.6	69.0	316.1	N	5.3	6.6
AP03	3.28 ± 0.10	7 + 0	331.6	63.7	227.5	4.0	69.1	333.8	N	4.6	6.8
AP06		0 + 9	181.4	55.6	40.0	9.7	12.5	222.1	R-I	11.2	12.9
AP07		7 + 0	200.7	-65.2	127.6	5.4	74.1	104.5	R	6.2	9.7
AP08	3.75 ± 0.25	8 + 0	198.8	-62.4	314.7	3.1	76.0	117.3	R	3.6	5.0
AP09		8 + 0	203.5	-64.8	236.7	3.6	72.4	107.6	R	4.2	6.3
AP10		7 + 0	204.6	-60.2	115.9	5.6	71.6	125.8	R	6.5	8.5
AP12	3.70 ± 0.20	7 + 0	199.1	-58.4	50.7	8.6	75.3	135.8	R	9.9	12.3
AP11		8 + 0	205.6	-56.6	66.4	6.8	69.8	136.8	R	7.9	9.3
AP13		5 + 0	201.4	-63.2	161.4	6.0	74.1	114.0	R	6.9	10.0
AP14		8 + 0	211.0	-66.7	88.7	5.9	67.0	102.7	R	6.8	11.2
AP15		7 + 0	216.5	-68.1	59.3	7.9	63.3	99.2	R	9.1	15.9
AP16		8 + 0	199.6	-57.1	54.4	7.6	74.5	140.5	R	8.8	10.5
AP17		7 + 0	191.2	-58.2	148.4	5.0	81.1	145.8	R	5.8	7.1
AP18		12 + 0	189.6	-56.8	83.9	4.8	81.6	158.4	R	5.5	6.6
AP20		9 + 0	196.2	-53.3	240.9	3.3	75.2	158.5	R	3.8	4.1
AP19		7 + 0	199.8	-53.6	180.8	4.5	72.8	151.7	R	5.2	5.7
Mean Normal		5	336.5	59.8	467.2	3.5	72.3	318.8		4.0	5.2
Mean Reverse		14	200.6	-60.5	194.1	2.9	74.6	126.1		3.4	4.4
KR27	1.85 ± 0.08	9 + 0	212.5	-50.3	81.2	5.7	62.0	144.7	R	6.6	6.7
KR26		10 + 0	203.0	-52.5	72.7	5.7	70.0	150.7	R	6.6	7.0
KR25		11 + 0	212.0	-61.0	166.2	3.6	66.2	121.2	R	4.2	5.6
KR24		9 + 0	219.2	-25.0	141.2	4.3	45.7	161.6	R	5.0	3.6
KR23		2 + 0	14.1	33.6	185.1	18.5	64.0	191.7	N	21.4	16.6
KR22		9 + 0	218.4	-41.1	107.8	5.0	53.4	150.6	R	5.8	5.0
KR21		2 + 0	77.7	45.4	765.6	9.0	26.2	119.7	N	10.4	9.6
KR20		9 + 0	102.5	-74.3	116.7	4.8	41.0	4.1	R	5.6	13.3
KR19		8 + 0	114.6	-71.8	223.4	3.7	46.5	357.0	R	4.3	8.9
KR18		9 + 0	136.8	-70.1	107.4	5.0	56.1	352.4	R	5.8	11.0
KR17	3.11 ± 0.20	10 + 0	352.6	51.0	442.0	2.3	78.7	257.1	N	2.7	2.7
KR16		10 + 0	358.1	54.0	379.6	2.5	83.1	236.3	N	2.9	3.2
KR15		9 + 0	353.4	51.2	1219.8	1.5	79.2	254.4	N	1.7	1.8
KR14		10 + 0	354.4	51.9	84.5	5.3	80.1	251.8	N	6.1	6.4
KR13		9 + 0	354.8	53.5	688.1	2.0	82.0	254.1	N	2.3	2.5
KR12		10 + 0	357.7	51.8	166.0	3.8	80.9	235.7	N	4.4	4.6
KR11		9 + 0	355.3	53.2	316.4	2.9	81.5	250.8	N	3.4	3.6
KR10		10 + 0	0.6	54.6	99.1	4.9	83.7	219.0	N	5.7	6.3
KR09		10 + 0	2.5	58.9	151.4	3.9	87.5	176.0	N	4.5	5.7
KR08		9 + 0	3.1	52.1	94.4	5.3	82.2	206.7	N	6.1	6.5
KR07		9 + 0	356.7	52.8	243.8	3.3	81.6	242.5	N	3.8	4.1
KR06		10 + 0	2.4	52.7	209.2	3.3	81.7	209.6	N	3.8	4.1
KR05	3.08 ± 0.09	9 + 0	353.6	50.0	61.1	6.6	78.2	251.3	N	7.6	7.7
KR04		10 + 0	348.5	53.8	71.0	5.8	78.5	279.0	N	6.7	7.4
KR03		11 + 0	353.9	53.8	226.1	3.0	81.4	259.5	N	3.5	3.8
KR02		9 + 0	355.5	55.1	196.5	3.7	83.2	256.1	N	4.3	4.8
KR01		9 + 0	346.3	50.5	108.8	5.0	75.0	274.9	N	5.8	5.9
Mean Normal		17	355.7	53.1	538.5	1.5	81.5	248.4		1.7	1.9
Mean Reverse		8	198.7	-61.8	9.1	19.4	76.1	120.8		22.5	30.8

Note. Italics in table indicate correspondence to data of lava flows moved.

^aSite: Lava flow name. *K-Ar ages*: Radiometric ages obtained from K-Ar isotopes analyzes. Taken from Lebedev et al. (2008) for Apnia sequence and performed in the present study for Korkhi sequence. *ChRM*: Characteristic remanent magnetization direction of site/flow. *VGP*: Virtual geomagnetic pole of site/flow. *N*: Number of specimens measured per site. *(n + p)*: Number of directly determined directions (n) and planes (p) used for determination of lava flow mean paleomagnetic direction. *Dec*: Declination. *Inc*: Inclination. α_{95} : Radius of 95% confidence cone. *k*: Precision parameter. φ (°N): Latitude of VGP site/flow, degrees counted from north. λ (°E): Longitude of VGP site/flow, degrees counted from east. *Mean Normal and Reverse*: Mean ChRM and VGP calculated using only flows with normal or reversed polarities. *P*: normal (N), reverse (R) and intermediate (I) polarity (see text). *Dp*: Confidence oval limit in the paleoparallel (latitude) of VGP site/flow. *Dm*: Confidence oval limit in the paleomeridian (longitude) of VGP site/flow.

4. Rock Magnetic Results

Rock magnetic experiments were performed to determine the carriers of remanent magnetization and to obtain information about their thermal stability and their grain size. Magnetic properties may vary along the same outcrop due to its thickness or differences in cooling rate. Because of this, the results obtained from a single specimen are not representative of the magnetic characteristics of the whole lava flow, and thus, in this work several specimens per flow have been analyzed. Specimens were grouped by proximity in the outcrop and one specimen was selected from each group to carry out rock-magnetic experiments. From each of the 47 studied flows three specimens were selected for the measurement of magnetization versus temperature (M_s - T) curves and one to three specimens from each lava flow were used for isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition and hysteresis curves.

Strong field magnetization versus temperature (M_s - T curves) were measured to find out the carriers of remanence and to detect at what temperatures possible alterations occur in the specimens. Among all measurements four different types of behavior could be distinguished (supporting information Figure S2):

Type H: 23 specimens out of 59 on the Apnia and 24 specimens out of 82 analyzed on the Korkhi sequence are characterized by reversible curves and a single high Curie temperature (T_C) mineral phase near 580°C, corresponding to low-Ti titanomagnetite/magnetite (supporting information Figure S2a). In one case, a small stable hematite phase was also observed. We considered a curve to be reversible if the heating and cooling branches displayed the same magnetic phases and the difference between initial magnetization before heating and the final magnetization after cooling had been completed was less than $\pm 15\%$. It should be mentioned that Curie temperatures determined from heating curves, with a mean of $T_{CH1} = 570^\circ\text{C}$, were higher than those determined from cooling curves (mean $T_{CC1} = 552^\circ\text{C}$). This disagreement could be due to a lack of thermal equilibrium between the inner and outer part of the specimens, due to fast heating/cooling, causing a difference between the recorded and the real temperature. However, the same behavior is observed in slowly heated specimens. Changes in Curie temperature could also arise from cation reordering during heating in thermomagnetic experiments (Bowles et al., 2013).

Type H*: 25 specimens out of 59 from the Apnia and 26 specimens out of 82 analyzed from the Korkhi sequence showed a similar behavior to type-H specimens, with the same low-Ti titanomagnetite phase both in the heating and cooling curves. However, initial and final magnetization differed by more than $\pm 15\%$. In addition, two specimens with a somewhat different behavior were also included in the H*-group. In both specimens low-Ti titanomagnetite/magnetite was not the only carrier of remanence, as another very weak phase with a higher Curie temperature both in the heating ($T_{CH2} = 617^\circ\text{C}$) and the cooling curves ($T_{CC2} = 610^\circ\text{C}$) was observed (supporting information Figure S2b). This high Curie temperature might be ascribed to the presence of low-Ti titanohematite, but the effect of a possibly relatively high fraction of an antiferromagnetic phase should be also observed in the values of its hysteresis parameters and IRM-acquisition curves. However, all these values do not display significant differences with those from other specimens. On the other hand, the high Curie temperatures might be attributed to the presence of partially oxidized magnetite, i.e., to the maghemitization of magnetite. The Curie temperature of this phase would be related to the degree of oxidation and lies between magnetite and maghemite Curie temperatures (Gehring et al., 2009; Liu et al., 2001). Usually in this type of basalts a high temperature oxidation is observed in which ilmenite and magnetite exsolution is produced. This oxidation can occur during rock formation above Curie temperature, indicating that the recorded magnetization is an original TRM. In addition, the magnetization loss observed between the heating and cooling curves also can be attributed to the thermally unstable magnetic component maghemite inverting to hematite.

Type L: 3 specimens out of 59 from the Apnia and 17 out of 82 from the Korkhi sequence belong to this group. They display irreversible behavior and two phases (supporting information Figure S2c). The first phase appearing in the heating curve with Curie temperatures between $T_{CH1} = 190^\circ\text{C}$ and $T_{CH2} = 280^\circ\text{C}$ (supporting information Table S2.), matching those of high-Ti titanomagnetite. The second is a high Curie temperature phase observed in both heating and cooling curves. It is considered to be low-Ti titanomagnetite and represents small fraction of the initial magnetization.

Type M: 8 out of 59 specimens from the Apnia and 15 out of 82 from the Korkhi sequences belong to this group. They also show an irreversible behavior and two phases can be distinguished (supporting information Figure S2d). The first one is low-Ti titanomagnetite/magnetite and appears both in the heating and

cooling curves. The second weaker phase is observed only in the heating curve and displays an intermediate Curie temperature phase within the 320°C to 440°C range (supporting information Table S2), likely high-Ti titanomagnetite. On other hand, the inflection at about 320°C could be titanomaghemite, generated by the oxidation of the titanomagnetite. On other hand, also could be primary maghemite. At 350°C maghemite converts into hematite with a significant loss of magnetization which is reflected in the cooling curve. The reason why the hematite Curie temperature is not observed is that about 20% of the initial magnetization has been transformed into a 200 times more weakly magnetized mineral, which accounts for only 1/1,000 of initial magnetization and is therefore not detectable.

A Day-plot of hysteresis parameter ratios (Day et al., 1977, as modified by Dunlop, 2002) shows that all studied specimens can be found in the pseudo-single-domain (PSD) area, except specimen KR23-01All, which plots on the boundary between the PSD and the single-domain (SD) area (supporting information Figure S4 and Table S2.). This specimen shows a Ms-T curve combining type M and L behaviors. The PSD behavior of the remaining specimens might also be explained by a mixture of SD and MD (multidomain) particles. If the data from the present study are compared with theoretical Day plot curves calculated for magnetite (Dunlop, 2002), the relative amount of MD particles in the mixture would vary in most cases between approximately 10% and 80%. In the case of the Korkhi sequence, different domain structures can be distinguished between both subsequences. In Upper-Korkhi, a trend toward SD is observed, whereas in Lower-Korkhi a trend is toward a higher percentage of MD in the mixture (supporting information Figures S4 and S5).

Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves indicated that 86–99% of saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) had been acquired by all specimens at 200 mT (supporting information Table S2 and Figure S3), thus pointing to low coercivity ferrimagnetic phases as main carriers of remanence.

5. Paleomagnetic Results

In most flows, paleomagnetic measurements yielded a single main paleomagnetic component (Figures 2a and 2b), although all of them yielded a viscous present-day normal-polarity overprint, which was easily removed with weak alternating fields (less than 10 mT) or low temperatures (up to 200 to 250°C). However, in some specimens belonging to flows AP02, AP06, KR18, KR22, KR23, KR25 and KR27 a second component was observed which could be isolated from the main component (Figures 2c and 2d). Median destructive fields (MDF) are variable within each flow, ranging between 30 and 90 mT. A relationship between the behavior of the Ms-T curves and the capacity to obtain paleomagnetic directions has not been observed. In two flows, AP02 and AP06, paleomagnetic analysis of some specimens had to be performed by means of great circle analysis (GCA) (Table 1). In such cases, mean flow directions were calculated combining directly determined directions and remagnetization circles (McFadden & McElhinny, 1988). Paleomagnetic directions showed a low scatter in all sites. Between 7 and 12 ChRM directions/remagnetization circles were used to calculate the mean paleomagnetic direction of each lava flow (Table 1).

Virtual geomagnetic poles (VGPs) were determined from all previously determined flow mean paleomagnetic directions. Subsequently, the optimum cutoff angle (Vandamme, 1994) was deduced from the VGP angular scatter of the complete Apnia sequence and separately for the two subsequences of Korkhi, considered independent due their K-Ar ages. The directions corresponding to a stable field regime, with either normal or reverse polarity, as well as those corresponding to an anomalous regime (called henceforth intermediate polarities) could be distinguished. The intermediate directions have been excluded from the group mean direction and group mean pole calculations of both normal and reverse polarity groups (Table 1).

Apnia shows a cutoff angle of 36.5° with respect to the reference pole used (i. e. latitude 53.51°), above which the VGPs are considered intermediate. Therefore, the pole obtained in lava flow AP06 is taken to reflect an intermediate geomagnetic regime. Lower-Korkhi shows a cutoff angle of 34.6° and consequently all directions record a normal polarity of the magnetic field. The situation in Upper-Korkhi is more complicated. The VGPs obtained in these 8 flows are all close to intermediate latitudes (Figure 4 and Table 1). Hence, the application of the Vandamme method might be unsuitable in this case, as it would include all poles in a reverse polarity stable regime (cutoff angle of 74.9°), despite the relatively anomalous values observed. In fact, Upper-Korkhi directions possibly do not correspond to a Fisherian distribution. In several studies, arbitrary cutoff angles have been used (e.g., Biggin et al., 2008). If a cutoff angle of 45° like in this latter study is applied, a strict interpretation would exclude only sites KR20 and KR22 as having intermediate

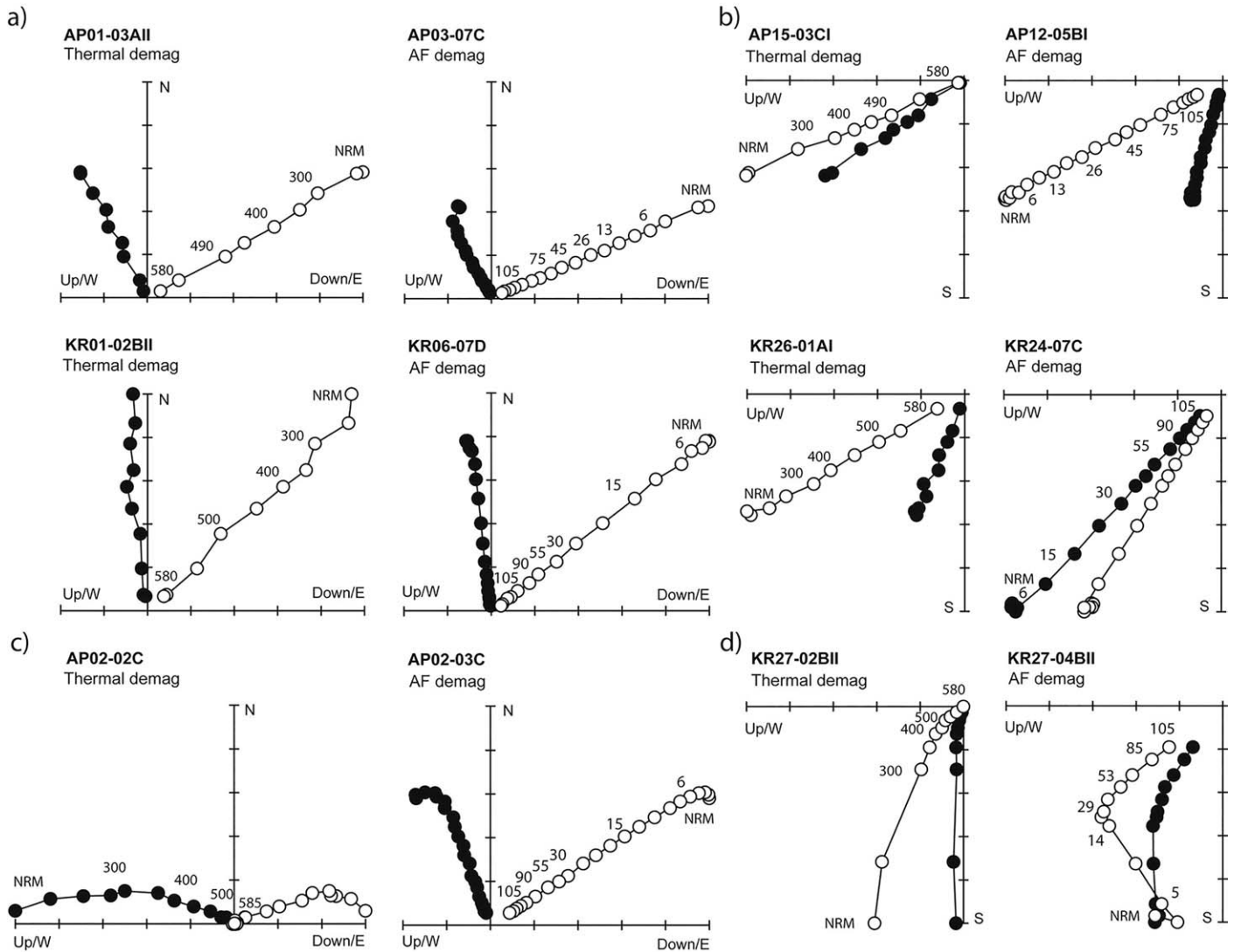


Figure 2. Orthogonal demagnetization vector plots obtained with the Remasoft software (Chadima & Hrouda, 2006). Solid symbols are for the horizontal projection (Declination) and open symbols for the vertical projection (Inclination). Projection in geographic coordinates. (a) Thermal-demagnetization of AP01–03AII and KR01–02BII and AF-demagnetization of AP03–07C and KR06–07D. (b) Thermal-demagnetization of AP15–03CI and KR26–01AI and AF-demagnetization of AP12–05BI and KR24–07C. (c) Thermal-demagnetization of AP02–02C and AF-demagnetization of AP02–03C. (d) Thermal-demagnetization of KR27–02BII and AF-demagnetization of KR27–04BII.

polarity directions. However, two more flows, KR19 and KR24 yield VGP latitude around $\lambda=46^\circ$, which, if confidence limits D_p and D_m are taken into account, fall clearly below the 45° threshold. Although flow KR19 yields a latitude $\lambda=58.9^\circ$, it has not been taken into account for an analysis of possible tectonic rotations (see below), as this flow lies below four flows with anomalous directions. Thus, only the three uppermost flows of the Upper-Korkhi subsequence have been used to determine possible tectonic rotations of this unit. For all the above, VGPs obtained in the Upper-Korkhi subsequence are considered as a record of an anomalous magnetic field and these directions will be treated as a separate group of reverse-intermediate polarities in order to estimate their paleosecular variation parameters.

After these calculations, the Apnia sequence shows 14 reverse, 1 intermediate and 5 normal polarity flows (Figure 3 and Table 1). The reverse polarity flows lie in the lower part, above flow AP06, which displays an intermediate polarity and the following flows in the upper part of the sequence all display normal polarity. The Lower-Korkhi sequence shows 17 normal polarity flows and Upper-Korkhi 8 reverse-intermediate polarity flows (Figure 4 and Table 1). This latter subsequence could display an anomalous EMF regime.

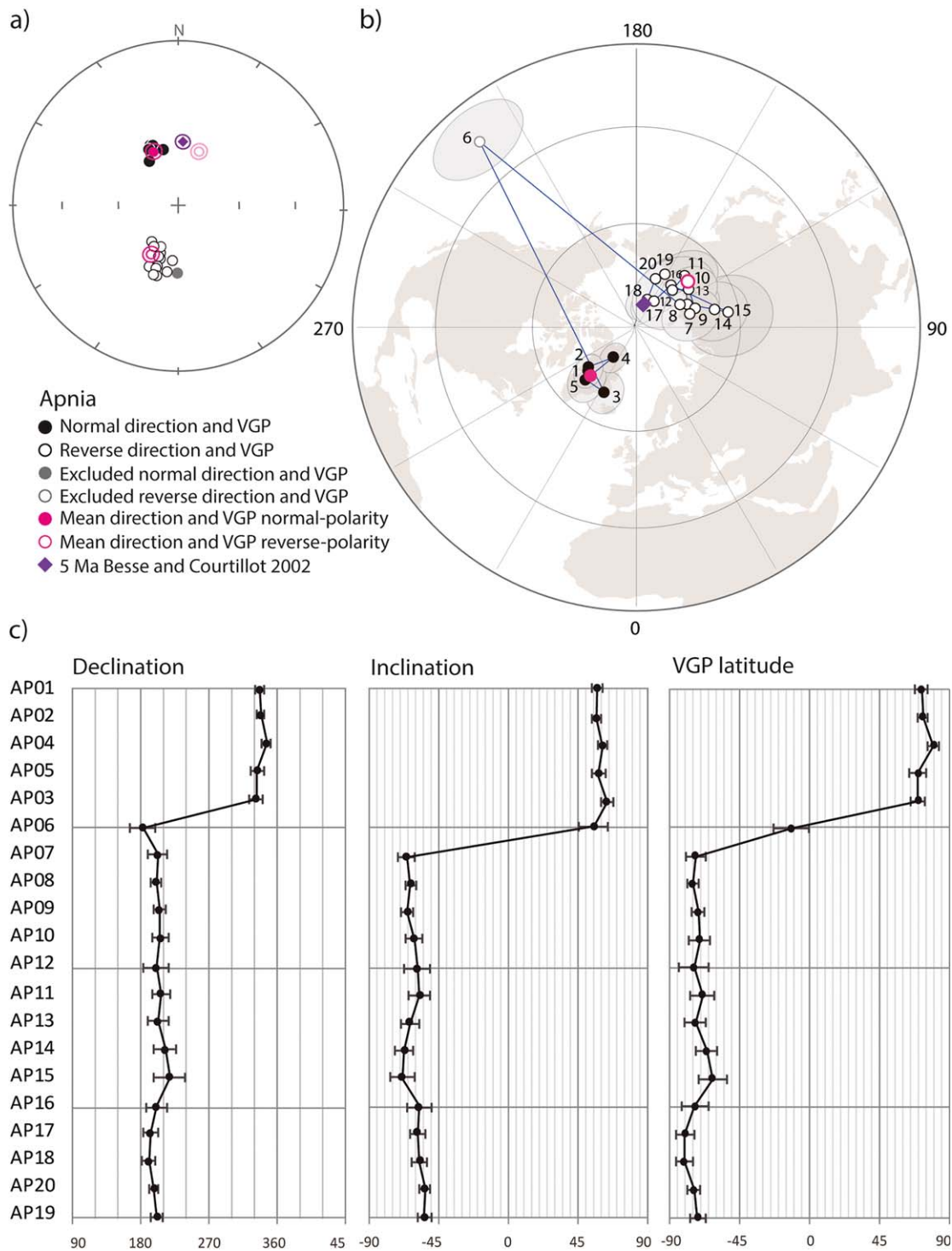


Figure 3. Paleomagnetic results of the Apnia sequence. (a) Stereographic projection of mean paleomagnetic directions (ChRMs) of each lava flow, with normal and reverse directional groups averages (pink), with their corresponding α_{95} , and the expected direction (Besse & Courtillot, 2002) (purple). Solid symbols and open symbols show directions with positive and negative inclinations, respectively (reverse average is projected in both north and south hemispheres). (b) Stereographic projection of Virtual Geomagnetic Poles (equal-area projection) together with paths linking VGPs by stratigraphic order. Normal and reverse polarity group averages (pink) and the expected pole for the last 5 Ma in Eurasia (Besse & Courtillot, 2002) (purple). Positive/negative VGP latitudes are shown with solid and open symbols respectively. Projection created using the GMAP2012 for Windows 7 software (Torsvik & Cocks, 2012; Torsvik & Smethurst, 1998, 1999) (http://www.earthdynamics.org/Bugs/GMAP_2012.htm). (c) Declination and inclination of paleomagnetic directions, and latitude of VGPs, stratigraphically ordered. Note that AP06 has a reverse declination whereas that its inclination is normal, which demonstrates that is a recorded unusual orientation resulting in a transitional-reverse VGP latitude.

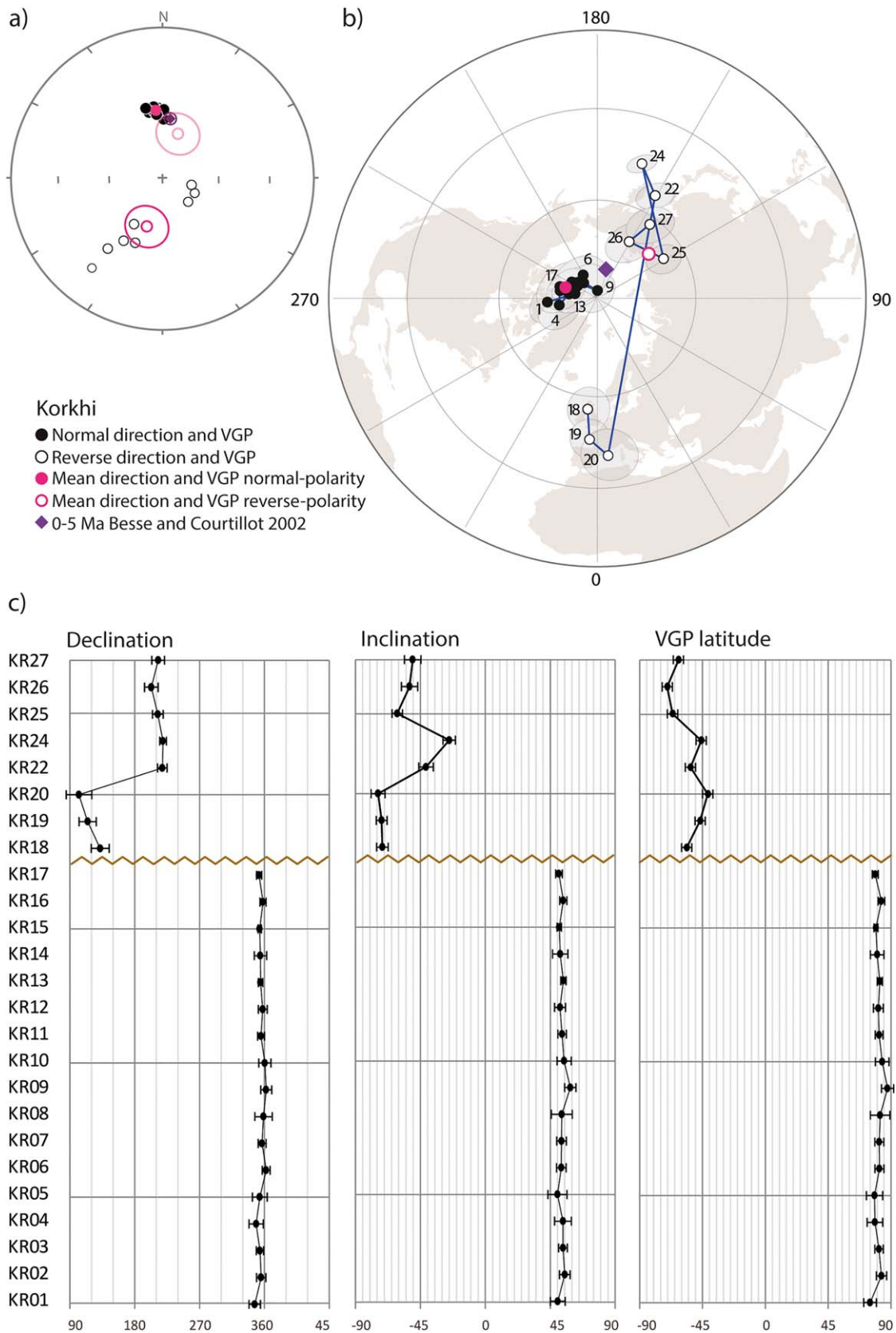


Figure 4. (continued)

Table 2
Rotation Analysis^a

Polarity group	N	Dec	Inc	α_{95}	Δ	R \pm Δ R	F \pm Δ F
Apnia-normal	5	336.5	59.8	3.5	14.0	-27.3 ± 6.7	-1.3 ± 3.4
Apnia-reverse	14	20.6	60.5	2.9	8.7	16.8 ± 6.1	-2.0 ± 3.1
Lower-Korkhi	17	355.7	53.1	1.5	7.1	-8.1 ± 4.4	5.4 ± 2.4
Upper-Korkhi	8	18.7	61.8	19.4	8.5	15.7 ± 32.4	-3.3 ± 15.3
Upper-Korkhi ($\rho > 60^\circ$)	3	29.0	54.7	9.9	14.7	26.0 ± 13.6	3.8 ± 7.8
B&C 2002 – 0 Ma	25	3.0	58.5	3.0			
B&C 2002 – 5 Ma	30	3.8	58.5	2.6			

^aMean directions angular distance (Δ) to the expected direction (Besse & Courtillot, 2002), vertical rotation (R = rotation) and horizontal rotation (F = flattening) of all studied polarity groups in the Korkhi and Apnia sequences with its error values (Δ R and Δ F) (Demarest, 1983). Directions are recalculated to North hemisphere. *Dec*: Declination. *Inc*: Inclination. α_{95} : Radius of 95% confidence cone.

6. Analysis of Tectonic Rotations

It is interesting to note that α_{95} confidence ellipses from normal and reverse group mean directions of the Apnia sequence and both Korkhi subsequences do not overlap. In addition, in both cases normal and reverse populations are not antipodal. Application of the reversal-test (McFadden & McElhinny, 1990) to the mean directions of upper and lower subsequences of both units yields a negative result. In particular, Apnia normal and reverse mean directions give γ_C (angle between data set means) = 21.7° and γ_{crit} (critical angle after M&M1990) = 4.6° , and therefore a positive-indeterminate classification which points to two different populations. Korkhi subsequences yield a negative-C classification, with an observed angle $\gamma_C = 15.2^\circ$ and $\gamma_{crit} = 19.5^\circ$. Even so, it must be taken into account that the last two subsequences have different ages and cannot be compared. Thus, both directional populations from both sequences can be considered non-antipodal. Taking into account that the Apnia sequence and the Lower-Korkhi subsequence erupted between 3.1 ± 0.1 Ma and 3.75 ± 0.25 Ma and Upper-Korkhi presents an age of 1.85 ± 0.08 Ma, mean paleomagnetic directions of all polarity groups have been compared with the expected direction obtained from the 0 Ma pole of the synthetic apparent polar wander path (APWP) for Europe (Besse & Courtillot, 2002), as the difference between the expected directions for 0 and 5 Ma are negligible (Figures 3a and 4a; Table 2). The reference pole of the European plate has been taken because it is not possible to obtain a stable reference in the Djavakheti region due to its tectonic activity. The mean normal-direction of the Apnia sequence yields an angular distance of $\Delta = 14.0^\circ$ with the expected direction, while the mean reverse-direction shows a significantly lower angular difference of $\Delta = 8.7^\circ$. If the same comparison is performed with the normal-polarity Lower-Korkhi subsequence, the angular difference with the expected direction is $\Delta = 7.1^\circ$. The mean reverse-intermediate-direction of the whole Upper-Korkhi subsequence yields an angular distance of $\Delta = 8.5^\circ$, but the large α_{95} confidence angle of this last subsequence statistically overlaps with the expected direction. Therefore, mean paleomagnetic directions from both Apnia polarity groups and Lower-Korkhi do not agree with the expected direction for the sequences age. Note that the normal-polarity upper Apnia stretch shows the largest angular distance. These results allow the following possible explanations: Either both sequences have experienced tectonic rotations or they have recorded an anomalous behavior of the EMF. Also, an incomplete averaging of secular variation due to an extremely fast emission of lava flows could also account for the observed behavior.

Tectonic motion of the studied sequences can be analyzed directly by comparing the declination and inclination of the mean direction of the four polarity groups (D_m and I_m) with the expected values (D_e and I_e).

Figure 4. Paleomagnetic results of the Korkhi sequence. (a) Stereographic projection of mean paleomagnetic directions (ChRMs) of each lava flow, with normal and reverse directional group averages (pink), with their corresponding α_{95} , and the expected direction (Besse & Courtillot, 2002) (purple). Solid symbols and open symbols show directions with positive and negative inclinations, respectively (reverse average is projected in both north and south hemispheres). (b) Stereographic projection of Virtual Geomagnetic Poles (equal-area projection) together with paths linking VGP by stratigraphical order. Normal and reverse polarity groups averages (pink) and the expected pole for 0–5 Ma in Eurasia (Besse & Courtillot, 2002) (purple). Positive/negative VGP latitudes are shown with solid and open symbols respectively. Projection created using the GMAP2012 for Windows 7 software (Torsvik & Cocks, 2012; Torsvik & Smethurst, 1998, 1999) (http://www.earthdynamics.org/Bugs/GMAP_2012.htm). (c) Declination and inclination of paleomagnetic directions, and latitude of VGPs, stratigraphically ordered. The brown zig-zag line represents the erosional surface between Lower-Korkhi and Upper-Korkhi subsequences.

Possible vertical axis rotations are determined with the difference in declination or “rotation” $R = D_m - D_e$ and horizontal axis rotations with the difference in inclination or “flattening” $F = I_e - I_m$. However, analysis of possible tectonic rotations with results from the Upper-Korkhi subsequence is not straightforward, as the data are not time-averaged directions and they, initially, cannot be used to estimate vertical axis rotation. Tentatively, we have compared the expected direction with the mean direction obtained from the three uppermost Upper-Korkhi flows, as explained above.

If applied to the results obtained in the upper and lower parts of both sequences, and after calculation of confidence limits (Demarest, 1983) it can be observed that inclination values agree well with the expected directions (Table 2). Only in the Lower-Korkhi normal-polarity flows a significant but minor flattening $F = 5.4 \pm 2.4^\circ$ can be observed. It might be concluded that the sequences have not undergone horizontal axis rotations. Vertical axis rotations, however, show larger values. In the lower reverse-polarity part of the Apnia sequence, a clockwise vertical axis rotation $R = 16.8 \pm 6.1^\circ$ is observed while the upper normal-polarity part shows a counter-clockwise rotation $R = -27.3 \pm 6.7^\circ$ (Table 2). If these results are regarded as a product of tectonics in the Lesser Caucasus area, two considerable rotations in opposite direction must have occurred. If the available K-Ar ages are considered (Lebedev et al., 2008), the following sequence of rotations would be needed to explain the observed paleomagnetic results: First a $\approx 44.1^\circ$ clockwise rotation of the lower part of the sequence in a very short time period, between 3.75 ± 0.25 Ma and 3.1 ± 0.1 Ma (approximately 500 ka), and subsequently, after the emission of the upper part a $\approx 27.3^\circ$ counter-clockwise rotation of the whole sequence. Thus, the possibility of two consecutive rotations in opposite directions in Apnia sequence seems rather unlikely. Since, the kinematics does not work for a fault to show counter-clockwise rotation followed by clockwise rotation unless you change the stress field significantly or new structures develop to facilitate the reversal of rotation on the same structural block.

In the normal-polarity Lower-Korkhi subsequence a small counter-clockwise rotation $R = -8.1 \pm 4.4^\circ$ is observed. The reverse-polarity Upper-Korkhi three upper most flows, on the other hand, display a larger clockwise rotation $R = 26.0 \pm 13.6^\circ$, (Table 2). Like in the Apnia sequence, two successive rotations in opposite directions would be needed to explain the results. However, in this case an initial 24° counterclockwise rotation of the lower part would have been followed by a 16° clockwise rotation of the whole sequence, just the opposite sequence as in Apnia. This latter fact also makes the possibility of two consecutive rotations in opposite directions in Korkhi rather unlikely.

Note that the occurrence of tectonic rotation is only one of several different possibilities to explain deviations from expected directions. Anomalous field behaviour and/or not time-averaged field direction could also account for the observed data.

7. Paleosecular Variation Analysis

In this section, the time averaged field of the records of the Apnia and Korkhi sequences will be analyzed. In order to evaluate the behavior of paleosecular variation (PSV), an analysis of the angular standard deviation

(ASD) of VGPs scatter has been carried out. Total angular scatter can be estimated by $S_r = \frac{1}{N-1} \sqrt{\sum_{i=1}^N \delta_i^2}$ (Cox,

1969), where N is the number of analyzed sites and δ_i is the angular distance of the i -th VGP from the expected pole position or from the mean VGP. It is also necessary to apply a correction for the within-site angular scatter S_w (McElhinny & McFadden, 1997). The corrected total angular scatter S_B is given by $S_B^2 = S_r^2 - \frac{S_w^2}{n}$, with n being the average number of specimens measured in each lava flow. Setting aside that some doubt has been cast on this method (Linder & Gilder, 2012), it may help identify sections that likely do not average PSV. However, a ‘positive ASD test’ (where observed dispersion matches the expected one) is not a sufficient condition to ensure an adequate time average field direction.

When this analysis is performed with respect to the mean VGP for the Apnia sequence, both the reverse and normal polarity data sets yield very low scatter, displaying clearly lower values (Table 4) than expected from Model G of paleosecular variation of lavas (PSVL) (McFadden et al., 1988) fits to data from the last 5 Ma from McElhinny and McFadden (1997) and Johnson et al. (2008) at 41° latitude. On the other hand, when angular scatter with respect to the reference pole (Besse & Courtillot, 2002) is calculated for both polarity groups in the Apnia sequence, the reverse-polarity group displays an angular scatter matching the expected

Table 3
Directional Groups^a

Directional Groups	Flows	N	Dec	Inc	α_{95}	k	φ (°N)	λ (°E)	Dp	Dm
<i>Apnia-normal</i>										
DG1	AP02-01	2	336.5	57.6	2.0	8,146.5	71.7	311.1	2.3	2.8
DG2	AP04	1	345.1	61.1	3.0	413.1	78.9	322.3	3.5	4.7
DG3	AP03-05	2	332.1	61.1	11.6	231.9	69.3	324.8	13.4	18.0
mean		3	337.8	60.0	5.8	298.5	73.3	319.0	6.7	8.7
<i>Apnia-intermediate</i>										
DG4	AP06	1	181.4	55.6	9.7	40.0	-12.5	42.1	11.2	12.9
<i>Apnia-reverse</i>										
DG5	AP15-07	9	204.2	-62.9	2.9	274.7	-72.1	295.6	3.4	4.8
DG6	AP17-16	2	195.5	-57.7	10.1	307.1	-77.7	322.5	11.7	14.2
DG7	AP19-18	3	195.4	-54.6	5.4	349.4	-76.4	335.6	6.2	7.0
mean		3	198.0	-58.5	7.5	181.9	-76.1	316.3	8.7	10.8
<i>Upper-Korkhi</i>										
DG1	KR26-27	2	207.9	-51.5	13.8	164.6	-66.0	326.8	15.9	16.6
DG2	KR25	1	212.0	-61.0	3.6	166.2	-66.3	301.2	4.2	5.6
DG3	KR24	1	219.2	-25.0	4.3	141.2	-45.7	341.6	5.0	3.6
DG4	KR22	1	218.4	-41.1	5.0	107.8	-53.4	330.6	5.8	5.0
DG5	KR19-20	2	109.0	-73.1	9.4	353.3	-43.8	180.6	10.9	24.2
DG6	KR18	1	136.8	-70.1	5.0	107.4	-58.9	172.4	5.8	11.0
mean		6	202.6	-58.7	24.2	7.2	-72.7	312.7	28.0	34.9
<i>Lower-Korkhi</i>										
DG1	KR17	1	352.6	51.0	2.3	442.0	78.6	257.1	2.7	2.7
DG2	KR16	1	358.1	54.0	2.5	379.6	82.9	236.3	2.9	3.2
DG3	KR10-15	6	356.0	52.7	1.7	1,307.5	81.2	246.0	2.0	2.1
DG4	KR09	1	2.5	58.9	3.9	151.4	87.4	176.0	4.5	5.7
DG5	KR02-08	7	356.3	53.0	2.6	462.6	81.6	245.0	3.0	3.2
DG6	KR01	1	346.3	50.5	5.0	108.8	75.0	274.9	5.8	5.9
mean		6	355.0	53.5	3.7	279.6	81.6	253.1	4.3	4.7

^aMean directions of directional groups. Directional group: directional group number; Flows: sites forming directional group; N: number of treated specimens; Dec: declination; Inc: inclination; α_{95} : radius of 95 per cent confidence cone; k: precision parameter of Fisher statistics; α_{95} and k of the DGs with N = 1 are on the paleomagnetic directions of all specimens from a single lava flow, and when N > 1 are on the average direction of N flows which constitute the DG; φ (°N)/ λ (°E): latitude/longitude of mean virtual geomagnetic pole (VGP). Mean direction and palaeomagnetic pole are shown at the bottom of each polarity data sets (part of a sequence, complete sequence or subsequence).

field (Table 4 and supporting information Figure S6a) while the normal-polarity group shows a higher angular scatter, although its confidence interval spans the expected field. The following different although not incompatible explanations can be put forward:

1. A short recording time in the normal polarity section of the sequence unable to average PSV.
2. Absence of tectonic rotations, as scatter with respect to the mean VGP is negligible, but is as expected with respect to the GAD, especially for the reverse polarity group.
3. An anomalous EMF in the normal polarity group.

Scatter with respect both to the reference pole (Besse & Courtillot, 2002) and the mean VGP is much lower than expected in Model G in Lower-Korkhi, suggesting that a short time is recorded and PSV is not averaged (Table 4 and supporting information Figure S6b). If tentatively the same calculations are performed for all flows of the anomalous Upper-Korkhi record, a much higher than expected scatter value, together with very high confidence limits is obtained in both cases (Table 4 and supporting information Figure S6b). These results seem to point to an anomalous EMF record in Upper-Korkhi although a non-adequately averaged PSV cannot be discarded. Nevertheless, it should be noted that results in Upper-Korkhi are far away from the model values, probably showing a truly unstable EMF behavior, which could be already expected from the anomalous near to intermediate latitudes shown by the VGPs.

In some cases, consecutive lava flows can show statistically identical paleomagnetic directions, and such overlapping directions are considered to form directional groups (DG). In the present study DGs have been detected with the method proposed by Chenet et al., 2008, and their mean paleomagnetic directions are

Table 4
VGPs Angular Scatter Comparison^a

Analyzed data sets	Mean VGP						Expected pole					
	Individual flows			Directional groups			Individual flows			Directional groups		
	S _B	S _U	S _L	S _B	S _U	S _L	S _B	S _U	S _L	S _B	S _U	S _L
Apnia-normal	3.6	7.0	1.3				21.3	41.4	7.8			
Apnia-reverse	5.0	7.8	2.8				14.7	23.1	8.2			
Upper-Korkhi	35.0	61.2	16.0	34.0	63.5	13.7	35.8	62.6	16.4	35.0	65.3	14.1
Lower-Korkhi	1.2	2.0	0.6	4.0	7.5	1.6	8.0	13.2	4.1	9.0	16.7	3.6

^aAngular standard deviation (ASD) of virtual geomagnetic poles (VGPs) with respect to the paleomagnetic pole of reference (Besse & Courtillot, 2002) and the mean VGP from each polarity group. Individual lava flow VGPs and directional group VGPs have been calculated separately. S_B: angular scatter or ASD, S_U: upper confidence limit, S_L: lower confidence limit.

shown on Table 3. Each individual DG formed by more than one flow is a robust indication of rapid emplacement, implying very short eruptive periods. Thus, each DG represents a single snap-shot of the magnetic field, and has the same weight iASD calculations. Seven different DGs were detected in the Apnia sequence, three in the reverse polarity stretch and three in the normal one. These few DGs are consistent with the interpretation of a non-adequately averaged PSV. In the Korkhi sequence, six DG were defined in the lower section and six in upper-one (note that some of them only include a single flow) (Table 3). The same kind of angular scatter analysis performed on DGs both with respect to the expected pole and the mean VGP, yields very similar results than with individual lava flows (Table 4).

8. Discussion

Paleomagnetic results in the Apnia sequence yield from bottom to top a record of reverse and normal polarity directions separated by a single transitional lava flow. Mean normal and reverse directions do not match the expected field direction and are non-antipodal. Tectonic rotations have been discarded. In the lower reverse polarity stretch of the section, a directional group (DG) with 9 lava flows toward the upper end of the stretch, has been defined, indicating a fast emission of the lava flows, implying that PSV might not be well averaged in this stretch and displaying only a short image of the EMF record.

Analysis of secular variation scatter with respect to the mean VGP of both normal and reverse intervals yields very low values (Table 4 and supporting information Figure S6). The same analysis performed with respect to the reference pole yields an angular scatter matching the expected scatter for the reverse-polarity group and a high angular scatter for the normal-polarity group. From this analysis, PSV could be averaged in the lower Apnia subsection although S_B with respect to the mean VGP is very low, apparently reflecting a short recording time. In contrast, results of the upper Apnia subsection would allow different, and not mutually exclusive interpretations. As tectonic rotations have been discarded, a short recording time unable to average PSV and an anomalous EMF record are both possible.

Uncertainties of available K-Ar data do not allow to characterize the periodicity of the volcanic emissions with accuracy. The eruptions in this region occurred from numerous fissures and monogenic cones. They have a pulsating character such that the periods of intense eruptions could be followed by pauses of different duration. If regular eruption intervals are considered, K-Ar data in the Apnia sequence (Lebedev et al., 2008) might be used to perform a rough estimation of the duration of volcanic activity in each subsequence. If the maximum and minimum times intervals given by the dating uncertainty is considered, each flow would have been emitted approximately between 30 to 80 ka. A time interval of 10⁴ years has commonly been thought to be sufficient to characterize PSV (Carlut et al., 1999; Johnson & Constable, 1996; Merrill et al., 1996), although other studies (Merrill and Mcfadden, 2003) suggest that at least 10⁵ years are necessary. While these maximum emission intervals would allow PSV averaging in both subsequences, very low eruption intervals are also possible, producing records with non-averaged PSV.

A different estimation might be performed considering the duration of a polarity transition being of the order of magnitude of 1 to 10 ka. If we take the length of the transition as the time elapsed between AP07

to AP03, these three lava flows would then have been erupted in 1 to 10 ka (300–3,000 years per lava flow roughly). Through extrapolation, the entire sequence would have been generated in more than 6 ka to 60 ka, a sufficient time to average PSV.

Absolute intensity values can supply critical information about the unstable character of the recorded EMF. Calvo-Rathert et al. (2013), performed a paleointensity study on specimens from both the Apnia and Korkhi sequences, in which no information about the specific stratigraphic order of each lava flow was available. Paleomagnetic information, however, may be used to correlate results from Calvo-Rathert et al. (2013) (CR13 in the following specimen description) and the present study. Most determinations were performed on specimens from the reverse polarity subsection. Flow AP5 (CR13) can be correlated with DG7 (AP18, AP20 and AP19) and yields a reliable mean paleointensity $F = 17.3 \pm 1.6 \mu\text{T}$ based on five determinations: Flow AP6 (CR13) yields an also very reliable mean paleointensity $39.8 \pm 7.8 \mu\text{T}$, obtained from six determinations. Although its paleomagnetic direction does not exactly agree with the ones obtained in the present study, it is very near to the direction between DG5 and DG6. Flow AP10 (CR13) coincides with AP11. Rejection of one differing and clearly lower quality determination of the three performed, yields a mean paleointensity value $F = 27.9 \pm 4 \mu\text{T}$. Flow AP1 (CR13) matches AP18, and yields a single rather anomalous paleointensity determination $F = 76.1 \pm 7.7 \mu\text{T}$. Only a single determination from flow AP7 (CR13) which matches AP04 from the present work is available in the normal polarity stretch, yielding $F = 54.3 \pm 2.2 \mu\text{T}$. Calvo-Rathert et al. (2013) detect a single flow in the Apnia sequence with a transitional direction, AP2 (CR13). This flow should match AP06 from the present study, which is the only one yielding transitional results. Mean directions of both flows, however, are different and also their paleomagnetic behavior differs. An orientation error during block sub-sampling in 1984–1986 of the specimens studied by Calvo-Rathert et al. (2013) might be possible, but is difficult to confirm, as recovery of some information regarding the sampling and sample preparation more than thirty years ago might be impossible. In this flow two paleointensity determinations with very different values were obtained, but rejection of one lower-quality determination ($f = 0.35$), yields $F = 26.0 \pm 1.4 \mu\text{T}$. The general trend in the reverse polarity section seems to correspond to rather low paleointensity values, and even the more intense specimens from flow AP6 (CR13) are somewhat lower than the current field value of $49 \mu\text{T}$ in Georgia.

Thus, results obtained in the Apnia sequence are somewhat ambiguous, allowing multiple, but not exclusive interpretations. As tectonic rotations have been discarded, a short recording time unable to average PSV and an anomalous EMF record are both possible. Specifically, in the reverse polarity section the presence of a DG formed by 9 flows supports the first interpretation, while a VGP scatter matching expected values together with low paleointensities tends to support the second one. The presence of a lava flow recording a transitional direction overlying reverse polarity and underlying normal polarity flows, both with somewhat anomalous directions points to the fact that the Apnia sequence records a reverse to normal transition. Taking into account K-Ar ages (Lebedev et al., 2008), the polarity change recorded would correspond to the Gilbert-Gauss reversal (C2Ar to C2An-3n). If, however, the sequence is a composite transition record (e.g., Coe et al., 2004), its reverse lower part would correspond to chron C2Ar and the upper part to C2An-2n.

Lower-Korkhi shows 17 normal-polarity lava flows, whose mean direction does not agree with the expected field direction (Besse & Courtillot, 2002). No transitional directions are observed and tectonic rotations have been discarded. Paleomagnetic directions have been grouped into 6 different DGs, from which two include 6 and 7 lava flows. Several single flows appear interlayered between DGs, pointing toward two intervals with a higher eruption rate separated by discrete eruptions more disconnected in time. The subsequence shows a very low S_B both with respect to the expected pole and the mean VGP. Thus, it appears to be a record of a very short eruption interval and PSV is not averaged.

A rough eruption rate estimation in the Lower-Korkhi subsequence using the available K-Ar ages, provides an approximate ratio of 20 ka/flow using the upper and lowermost values given by the uncertainty interval which adds up 340 ka for the complete subsequence. The minimum eruption time interval yields a zero value due to overlapping of K-Ar age uncertainties. Using the average of 300–3,000 years/flow, obtained from the transition period in Apnia, Lower-Korkhi was formed between 5 to 51 ka. The maximum eruption intervals would allow PSV averaging, but very low eruption intervals would also be possible, yielding non-averaged PSV record.

Regarding paleointensities in Calvo-Rathert et al. (2013), only two determinations from Lower-Korkhi are available ($22.7 \pm 1.2 \mu\text{T}$ and $40.5 \pm 4.4 \mu\text{T}$), each of them performed on a single specimen, and thus not

providing enough information. Therefore, paleomagnetic results and K-Ar data reveal that the Lower-Korkhi subsequence is recording a normal polarity interval in the Gauss chron, and reflecting a stable stage.

Upper-Korkhi is formed by eight reverse-intermediate polarity lava flows recording anomalous field directions with values near to intermediate/transitional ones. As expected, its VGP mean does not match the expected field direction and the occurrence of significant tectonic rotations has been excluded. In addition, 6 DG have been defined among a total of eight lava flows, pointing toward discrete eruptions rate more disconnected in time or a rapidly varying directional pattern. A single K-Ar date is available in the Upper-Korkhi subsequence not allowing an estimation of the duration of its emplacement. VGP scatter both with respect to the expected pole and the mean VGP is fairly high and with very wide uncertainty values, also suggesting that this subsequence displays an anomalous EMF record, reflecting a transitional time interval. No paleointensity data from Upper-Korkhi are available in Calvo-Rathert et al. (2013), and paleomagnetic results and K-Ar data suggest that this subsequence records either transition C2r-1r to Olduvai or Olduvai to C1r-2r.

9. Conclusions

A detailed paleomagnetic study has been carried out on two lava flow sequences, Korkhi and Apnia, from the Djavakheti Highland in Lesser Caucasus. The Korkhi sequence is composed of two volcanic successions of distinct age (1.85 ± 0.08 Ma and 3.1 ± 0.1 Ma), while the Apnia sequence was emplaced between 3.75 ± 0.25 Ma and 3.1 ± 0.1 Ma. Mean paleomagnetic directions of the normal and reverse polarity groups for each section do not match the expected field direction and they are not antipodal in any of the sequences. An analysis of possible tectonic rotations discarded this possibility.

Paleomagnetic results and radiometric ages show that the Apnia sequence most likely records the reverse to normal polarity transition C2Ar to C2An-3n (Gilbert-Gauss). The fact that the sequence consists of a stacked sequence of flows recording from bottom to top reverse and normal polarity directions separated by a flow yielding a transitional direction, both with somewhat anomalous directions, points to the fact that the Apnia sequence records a reverse to normal transition. A record of a composite transition, however, cannot be discarded, given that the hiatus described by Lebedev et al. (2011) coincides in age with the transitional lava flow, the previous one next to it, can justify that more than one transitions are spanned, so that its reverse lower part would correspond to chron C2Ar and the upper part to C2An-2n. Analysis of paleomagnetic directions from flows and directional groups, VGP scatter and available paleointensity results (Calvo-Rathert et al., 2013) allows, on the other hand, differing though not mutually exclusive interpretations: As tectonic rotations have been discarded, a short recording time unable to average PSV and an anomalous EMF record are both possible.

The Lower-Korkhi subsequence records 17 normal polarities with very similar directions. Analysis of paleomagnetic directions and VGP scatter points toward a record of a short eruption interval in which PSV is not averaged. Paleomagnetic results and K-Ar data reveal that this subsequence records a normal polarity interval inside the Gauss chron reflecting a stable stage of the EMF.

Upper-Korkhi shows a more unstable EMF behavior. Its 8 lava flows display a reverse to transitional polarity with intermediate latitude VGPs. This directional behavior as well as significantly large VGP scatter suggest that this subsequence displays an anomalous EMF record, reflecting a transitional time interval. According to paleomagnetic results and K-Ar data this subsequence records either transition C2r-1r to Olduvai or Olduvai to C1r-2r.

References

- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., & Gventsadze, A. (2011). Geology of the Caucasus: A review, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 489–544. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-11>
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., et al. (2010). Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. *Geological Society Special Publications*, 340(1), 393–408. <https://doi.org/10.1144/sp340.17>
- Avagyan, A., Sosson, M., Philip, H., Karakhanian, A., Rolland, Y., Melkonyan, R., et al. (2005). Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodinamica Acta*, 18(6), 401–416. <https://doi.org/10.3166/ga.18.401-416>
- Besse, J., & Courtillot, V. (2002). Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research*, 107(B11), 2300. <https://doi.org/10.1029/2000JB000050>

Acknowledgments

This work was supported by Project CGL2012–32149 (Ministerio de Economía y Competitividad, Spain), Project BU066U16 (Junta de Castilla y León, Spain) and pre-doctoral grant BES-2013–064060 (Ministerio de Economía y Competitividad, Spain). The data used in this work are listed in the tables and references. Jonathan Glen, Michael S. Petronis and anonymous reviewers are acknowledged for their constructive comments and suggestions which have helped to improve this manuscript. AG is grateful to the financial support given by DGAPA-PAPIIT IN101717.

- Biggin, A. J., van Hinsbergen, D. J. J., Langereis, C. G., Straathof, G. B., & Deenen, M. H. L. (2008). Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 169(1–4), 3–19. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.07.004>
- Bowles, J. A., Jackson, M. J., Berquó, T. S., Sølheid, P. A., & Gee, J. S. (2013). Inferred time- and temperature-dependent cation ordering in natural titanomagnetites. *Nature Communications*, 4, 1916. <https://doi.org/10.1038/ncomms2938>
- Caccavari, A., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Huaiyu, H., Vashakidze, G., & Vegas, N. (2014). Palaeomagnetism and 40Ar/39Ar age of a Pliocene lava flow sequence in the Lesser Caucasus: Record of a clockwise rotation and analysis of palaeosecular variation. *Geophysical Journal International*, 197(3), 1354–1370. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu097>
- Caccavari, A., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Soler, V., Huaiyu, H., & Vegas, N. (2015). An integrated palaeomagnetic, palaeointensity and 40Ar/39Ar investigation on a miocene polarity transition recorded in a lava sequence in la Gomera, Canary Islands. *Geophysical Journal International*, 200(3), 1297–1316. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu481>
- Calvo-Rathert, M., Bógalo, M. F., Gogichashvili, A., Sologashvili, J., & Vashakidze, G. (2013). New paleomagnetic and paleointensity data from Pliocene lava flows from the Lesser Caucasus. *Journal of Asian Earth Sciences*, 73, 347–361. <https://doi.org/10.1016/j.jseas.2013.04.039>
- Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Bógalo, M. F., Vegas-Tubia, N., Carrancho, Á., & Sologashvili, J. (2011). A paleomagnetic and paleointensity study on Pleistocene and Pliocene basaltic flows from the Djavakheti Highland (Southern Georgia, Caucasus). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 187(3–4), 212–224. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.03.008>
- Camps, P., Ruffet, G., Shcherbakov, V. P., Shcherbakova, V. V., Prévot, M., Moussine-Pouchkine, A., et al. (1996). Paleomagnetic and geochronological study of a geomagnetic field reversal or excursion recorded in pliocene volcanic rocks from Georgia (Lesser Caucasus). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 96(1), 41–59. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03110-3](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03110-3)
- Camps, P., Singer, B. S., Carvallo, C., Goguitchaichvili, A., Fanjat, G., & Allen, B. (2011). The Kamikatsura event and the Matuyama-Brunhes reversal recorded in lavas from Tjörnes Peninsula, northern Iceland. *Earth and Planetary Science Letters*, 310(1–2), 33–44. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.026>
- Carlut, J., Courtillot, V., & Hulot, G. (1999). Over how much time should the geomagnetic field be averaged to obtain the mean-paleomagnetic field? *Terra Nova*, 11, 239–243. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00253.x>
- Chadima, M., & Hrouda, F. (2006). Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Trav. Géophysiques, XXVII*, 20–21. Retrieved from <https://web.natur.cuni.cz/uhigug/kletetschka/AbstractsCastle2006.pdf>
- Chauvin, A., Roperch, P., & Duncan, R. A. (1990). Records of geomagnetic reversals from volcanic islands of French Polynesia: 2. Paleomagnetic study of a flow sequence (1.2–0.6 Ma) from the Island of Tahiti and discussion of reversal models. *Journal of Geophysical Research*, 95(B3), 2727–2752. <https://doi.org/10.1029/JB095iB03p02727>
- Chenet, A.-L., Fluteau, F., Courtillot, V., Gérard, M., & Subbarao, K. V. (2008). Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment. *Journal of Geophysical Research*, 113, B04101. <https://doi.org/10.1029/2006JB004635>
- Chernyshev, I. V., Lebedev, V. A., & Arakelyants, M. M. (2006). K-Ar dating of quaternary volcanics: Methodology and interpretation of results. *Petrology*, 14(1), 62–80. <https://doi.org/10.1134/S0869591106010061>
- Coe, R. S., Singer, B. S., Pringle, M. S., & Zhao, X. (2004). Matuyama – Brunhes reversal and Kamikatsura event on Maui: paleomagnetic directions, 40 Ar/39 Ar ages and implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 667–684. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.03.003>
- Cox, A. (1969). Confidence limits for the precision parameter k. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 17(5), 545–549. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1969.tb00257.x>
- Day, R., Fuller, M., & Schmidt, V. A. (1977). Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13(4), 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Demarest, H. H. (1983). Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*, 88(B5), 4321–4328. <https://doi.org/10.1029/JB088iB05p04321>
- Dunlop, D. J. (2002). Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3), 2056. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Fabian, K. (2003). Some additional parameters to estimate domain state from isothermal magnetization measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, 213(3–4), 337–345. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00329-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00329-7)
- Gehring, A. U., Fischer, H., Louvel, M., Kunze, K., & Weidler, P. G. (2009). High temperature stability of natural maghemite: A magnetic and spectroscopic study. *Geophysical Journal International*, 179(3), 1361–1371. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04348.x>
- Goguitchaichvili, A., Caccavari, A., Calvo-Rathert, M., Morales, J., Solano, M. C., Vashakidze, G., et al. (2016). Absolute paleointensity determinations by using of conventional double-heating and multispecimen approaches on a Pliocene lava flow sequence from the Lesser Caucasus. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 257, 158–170. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.06.002>
- Goguitchaichvili, A., Calvo, M., Sologashvili, D., Alva, L., & Urrutia, J. (2000). Palaeomagnetism of Georgian Plio-Quaternary volcanic provinces (Southern Caucasus): A pilot study. *Earth and Planetary Science Letters*, 331(11), 683–690. [https://doi.org/10.1016/S1521-8050\(00\)01471-3](https://doi.org/10.1016/S1521-8050(00)01471-3)
- Goguitchaichvili, A., Calvo-Rathert, M., Sologashvili, J., Morales, J., Soler, A. M., & Espinosa, M. (2001a). A reconnaissance magnetostratigraphy of Georgian Plio-Quaternary volcanic provinces (southern Caucasus). *Geofísica Internacional*, 40(2), 111–119.
- Goguitchaichvili, A., Cervantes, M. A., Rathert, M. C., Camps, P., Sologashvili, J., & Maissuradze, G. (2009). Gilbert-Gauss geomagnetic reversal recorded in Pliocene volcanic sequences from Georgia (Lesser Caucasus): Revisited. *Earth, Planets, and Space*, 61(1), 71–81. <https://doi.org/10.1186/BF03352886>
- Goguitchaichvili, A., & Pares, J. M. (2000). A recognition palaeomagnetic study of volcanic and sedimentary rocks from Dmanissi (Caucasus): Implications for the oldest human occupation in Europe. *Comptes Rendus L'Academie Sci. - Ser. IIa Sci. la Terre Des Planetes*, 331(3), 183–186. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01402-6](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01402-6)
- Goguitchaichvili, A. T., Sologashvili, D. Z., Prévot, M., Calvo, M., Pavlenichvili, E. S., Maissuradze, G. M., & Schnepf, E. (1997). Palaeomagnetic and rock-magnetic study of a Pliocene volcanic section in southern Georgia (Caucasus). *Geologie en Mijnbouw*, 76(1/2), 135–143. <https://doi.org/10.1023/A:1003109918707>
- Grommé, C. S., Wright, T. L., & Peck, D. L. (1969). Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae y Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 74(22), 5277–5293. <https://doi.org/10.1029/JB074i022p05277>
- Herrero-Bervera, E., & Valet, J. P. (1999). Paleosecular variation during sequential geomagnetic reversals from Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(1), 139–148. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00145-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00145-4)
- Johnson, C. L., & McFadden, P. (2007). Time-averaged field and paleosecular variation. In *Treatise on geophysics* (Vol. 5, pp. 417–453). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-44452748-6.00096-1>
- Jarboe, N. A., Coe, R. S., & Glen, J. M. G. (2011). Evidence from lava flows for complex polarity transitions: The new composite Steens Mountain reversal record. *Geophysical Journal International*, 186(2), 580–602. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05086.x>

- Johnson, C. L., & Constable, C. G. (1996). Palaeosecular variation recorded by lava flows over the past five million years. *Philosophical Transactions of Royal Society of London A*, 354(1704), 89–141. <https://doi.org/10.1098/rsta.1996.0004>
- Johnson, C. L., Constable, C. G., Tauxe, L., Barendregt, R., Brown, L. L., Coe, R. S., et al. (2008). Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, Q04032. <https://doi.org/10.1029/2007GC001696>
- Kachakhidze, M., Kachakhidze, N., Kiladze, R., Kukhianidze, V., & Ramishvili, G. (2003). Relatively small earthquakes of Javakheti Highland as the precursors of large earthquakes occurring in the Caucasus. *Natural Hazards and Earth System Science*, 3(3/4), 165–170. <https://doi.org/10.5194/nhess-3-165-2003>
- Kissel, C., Guillou, H., Laj, C., Carracedo, J. C., Perez-Torrado, F., Wandres, C., et al. (2014). A combined paleomagnetic/dating investigation of the upper Jaramillo transition from a volcanic section at Tenerife (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 406, 59–71. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.003>
- Laj, C., & Channell, J. E. T. (2007). Geomagnetic excursions. In *Treatise on geophysics* (Vol. 5, pp. 373–416). Amsterdam: Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00095-X>
- Lebedev, V. A. (2015). *Geological map of Javakheti volcanic area (Lesser Caucasus), 1/200000, ed.2015-2*. Moscow: IGEM RAS. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.2359.2169>
- Lebedev, V. A., Bubnov, S. N., Dudauroi, O. Z., & Vashakidze, G. T. (2008). Geochronology of Pliocene Volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western Part of the Dzhavakheti Highland. *Stratigr. Geol. Correl*, 16(2), 204–224. <https://doi.org/10.1134/S0869593808020081>
- Lebedev, V. A., Chernyshev, I. V., & Sharkov, E. V. (2011). Geochronological scale and evolution of Late Cenozoic magmatism within the Caucasian segment of the alpine belt. *Doklady Earth Sciences*, 441(2), 1656–1526. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11120051>
- Leonhardt, R. (2006). Analyzing rock magnetic measurements: The RockMagAnalyzer 1.0 software. *Computers & Geosciences*, 32(9), 1420–1431. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.01.006>
- Leonhardt, R., Matzka, J., Hufenbecher, F., Soffel, H. C., & Heider, F. (2002). A reversal of the Earth's magnetic field recorded in mid-Miocene lava flows of Gran Canaria: Paleodirections. *Journal of Geophysical Research*, 107(B1), 2024. <https://doi.org/10.1029/2001JB000322>
- Linder, J., & Gilder, S. A. (2012). Latitude dependency of the geomagnetic secular variation S parameter: A mathematical artifact. *Geophysical Research Letters*, 39, L02308. <https://doi.org/10.1029/2011GL050330>
- Liu, X., An, Z., Rolph, T., Qiang, X., Hesse, P., Lu, H., Zhou, J., & Cai, Y. (2001). Magnetic properties of the Tertiary red clay from Gansu Province. *China and its Paleoclimatic Significance, Sci. China Ser. D Earth Sci*, 44(7), 635–651. <https://doi.org/10.1007/BF02875337>
- Mankinen, E. A., Prévot, M., Grommé, C. S., & Robert, S. C. (1985). The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 1. Directional history, duration of episodes, and rock magnetism. *Journal of Geophysical Research*, 90(B12), 10393–10416. <https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10393>
- McElhinny, M. W., & McFadden, P. L. (1997). Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophysical Journal International*, 131(2), 240–252. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb01219.x>
- McFadden, P. L., & McElhinny, M. (1988). The combined analysis of remagnetisation circles and direct observation in palaeomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, 87(1–2), 161–172.
- McFadden, P. L., & McElhinny, M. W. (1990). Classification of the reversals test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 103(3), 725–729. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1990.tb05683.x>
- McFadden, P. L., Merrill, R. T., & McElhinny, M. W. (1988). Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research*, 93(B10), 11583–11588. <https://doi.org/10.1029/JB093iB10p11583>
- Merrill, R. T., McElhinny, M. W., & McFadden, P. L. (1996). In R. Dmowska & J. R. Holton (Eds.), *The Magnetic field of the earth. paleomagnetism, the core, and the deep mantle* (International Geophysics Series. Vol. 63, 531 pp.). San Diego, CA: Academic Press.
- Merrill, R. T., & McFadden, P. L. (1999). Geomagnetic polarity transitions. *Review of Geophysics*, 37(2), 201–226. <https://doi.org/10.1029/1998RG900004>
- Merrill, R. T., & McFadden, P. L. (2003). The geomagnetic axial dipole field assumption. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 139(3–4), 171–185. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2003.07.016>
- Moulin, M., Courtillot, V., Fluteau, F., & Valet, J.-P. (2012). The “van Zijl” Jurassic geomagnetic reversal revisited. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q03010. <https://doi.org/10.1029/2011GC003910>
- Muttoni, G. (1995). “Wasp-waisted” hysteresis loops from a pyrrhotite and magnetite-bearing remagnetized Triassic limestone. *Geophysical Research Letters*, 22(23), 3167–3170. <https://doi.org/10.1029/95GL03073>
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A., & Gorshkov, A. (1989). The Caucasus: An actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics*, 161(1–2), 1–21. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90297-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90297-7)
- Prévot, M., Roberts, N., Thompson, J., Faynot, L., Perrin, M., & Camps, P. (2003). Revisiting the Jurassic geomagnetic reversal recorded in the Lesotho Basalt (Southern Africa). *Geophysical Journal International*, 155(2), 367–378. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02029.x>
- Roberts, A. P., Cui, Y., & Verosub, K. L. (1995). Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *Journal of Geophysical Research*, 100(B9), 17909–17924. <https://doi.org/10.1029/95JB00672>
- Rolland, Y. (2017). Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran. *Gondwana Research*, 49, 130–146. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.05.005>
- Sharkov, E., Lebedev, V., Chugaev, A., Zabarinskaya, L., Rodnikov, A., Sergeeva, N., & Safonova, I. (2015). The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology, volcanism and neotectonics. *Geoscience Frontiers*, 6(4), 513–522. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.07.001>
- Steiger, R., & Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(3), 359–362. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Tauxe, L., Mullender, T. a. T., & Pick, T. (1996). Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis. *Journal of Geophysical Research*, 101(B1), 571. <https://doi.org/10.1029/95JB03041>
- Torsvik, T. H., & Cocks, L. R. (2012). *GMAP 2012 (Windows 7 version)*. Norway: Physics of Geological Processes, University of Oslo.
- Torsvik, T. H., & Smethurst, M. A. (1998). *GMAP v. 32: Geographic mapping and palaeoreconstruction package*, 65.
- Torsvik, Y. H., & Smethurst, M. A. (1999). Plate tectonic modeling: Virtual reality with GMAP. *Computers & Geosciences*, 25(4), 395–402. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(98\)00143-5](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(98)00143-5)
- Valet, J. P., & Fournier, A. (2016). Deciphering records of geomagnetic reversals. *Review of Geophysics*, 54, 410–446. <https://doi.org/10.1002/2015RG000506>
- Vandamme, D. (1994). A new method to estimate paleosecular variation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 85(1–2), 131–142. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(94\)90012-4](https://doi.org/10.1016/0031-9201(94)90012-4)

4.2.1.



[Geochemistry, Geophysics, Geosystems]

Supporting Information for
Evidence of Unusual Geomagnetic Regimes Recorded in Plio-Pleistocene Volcanic Sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia)

Elisa M. Sánchez-Moreno¹, Manuel Calvo-Rathert¹, Avto Gogitchaichvili², George T. Vashakidze³, Vladimir A. Lebedev⁴

¹Departamento de Física, EPS Río Vena – Universidad de Burgos, Av. Cantabria, s/n, 09006 Burgos, Spain.

²Laboratório Interinstitucional de Magnetismo Natural, Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM – Campus Morelia, 58990 Morelia, México.

³Alexandre Janelidze Institute of Geology – Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, 1/9 M. Alexidze str., 0171 Tbilisi, Georgia.

⁴Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry – Russian Academy of Sciences (IGEM RAS), Staromonetny per., 35, 119017 Moscow, Russia.

Correspondence to: Elisa M. Sánchez-Moreno: emsanchez@ubu.es

Contents of this file

Figures S1 to S6

Table S1 and S2

Supporting figures

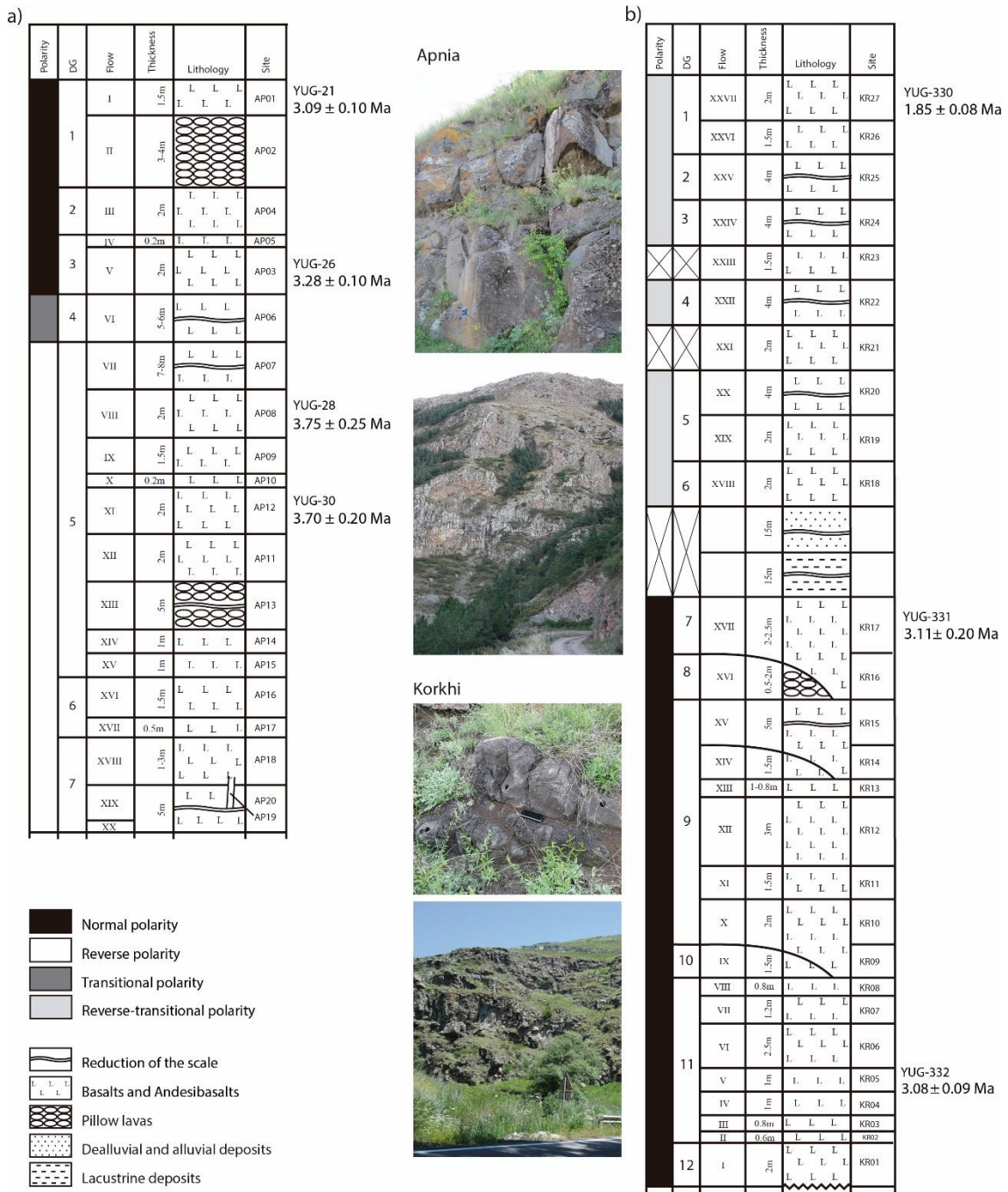


Figure S1. Schematic stratigraphic columns of the Apnia (a) (41°21'40"N, 43°16'02"E) and Korkhi (also spelled Korxi) (b) (41°27'31"N, 43°27'55"E) basaltic sequences sampled for the present paleomagnetic study (See location in Fig. 1.). K-Ar datings for Apnia section are taken from *Lebedev et al.*, [2008]. Polarity and Directional Groups (DG) are shown.

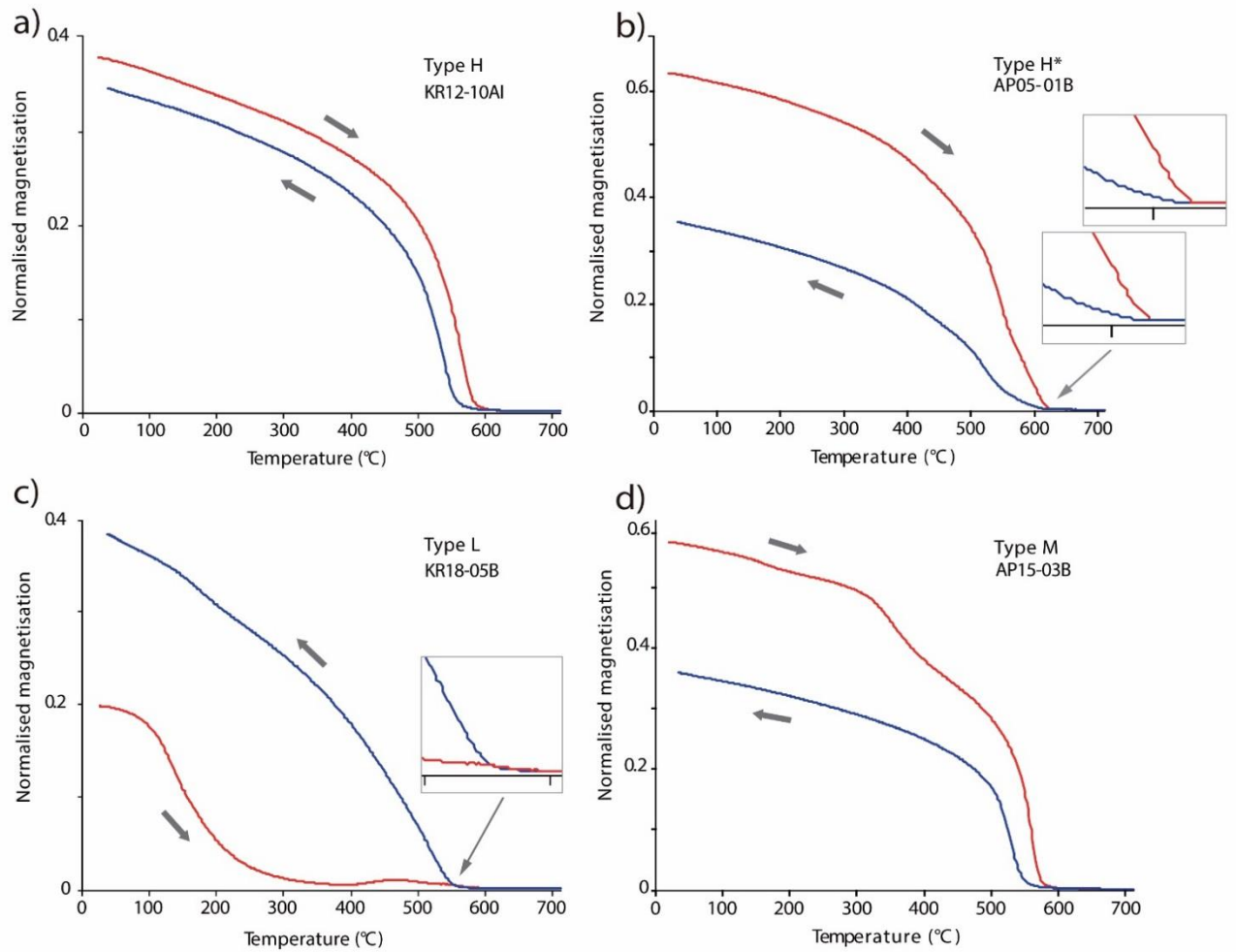


Figure S2. Normalized strong field magnetization versus temperature curves (M_s - T) of representative samples. The arrows indicate the heating and cooling curves. Curve types are discussed in the text. Note in b) and c) the detail of the fall of titanomaghemite in heating and cooling curves.

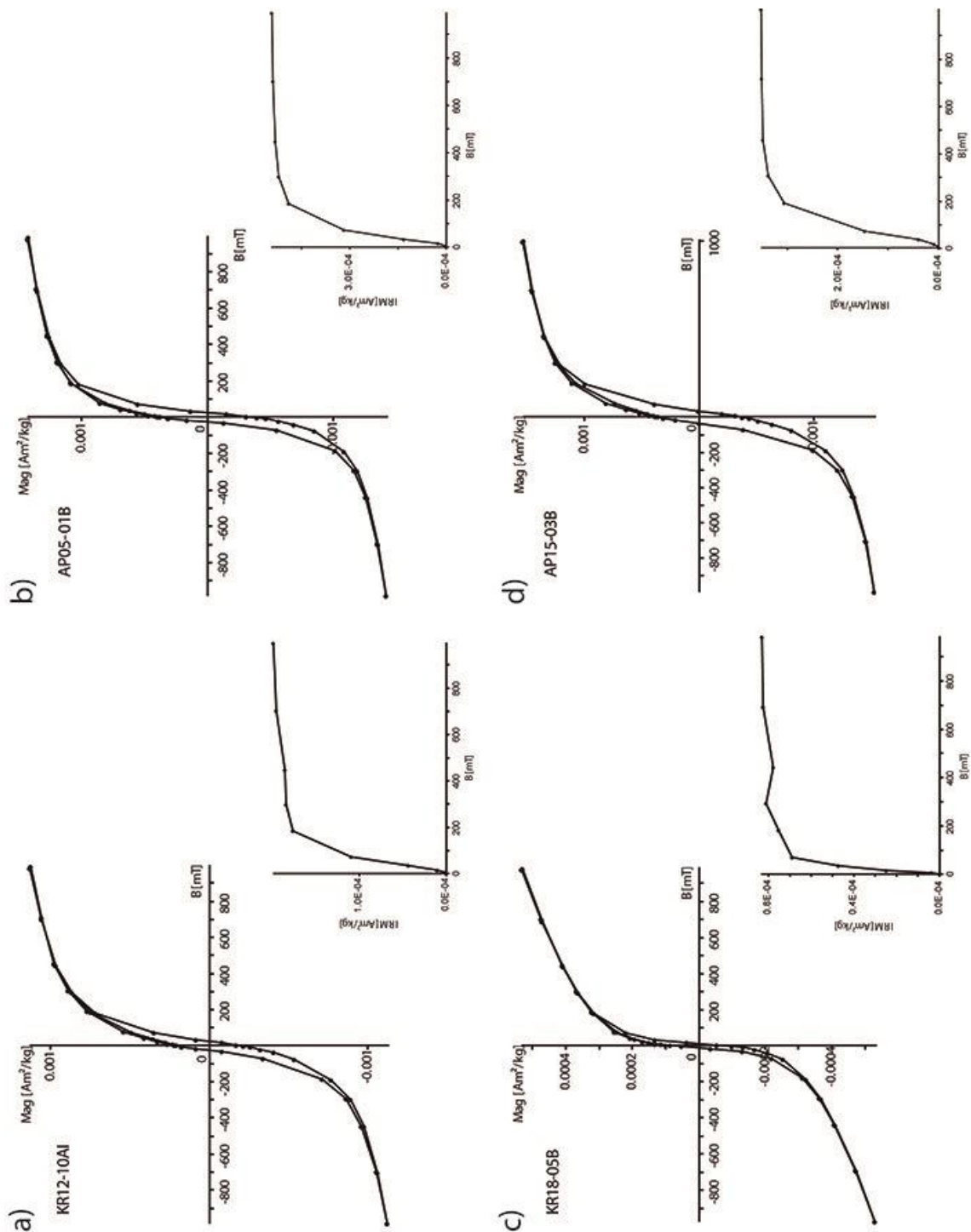


Figure S3. Examples of hysteresis loops and their corresponding IRM acquisition curves of samples from the studied volcanic flows. These examples correspond to the same samples shown as types of thermomagnetic curves Ms-T examples in Fig. 2.

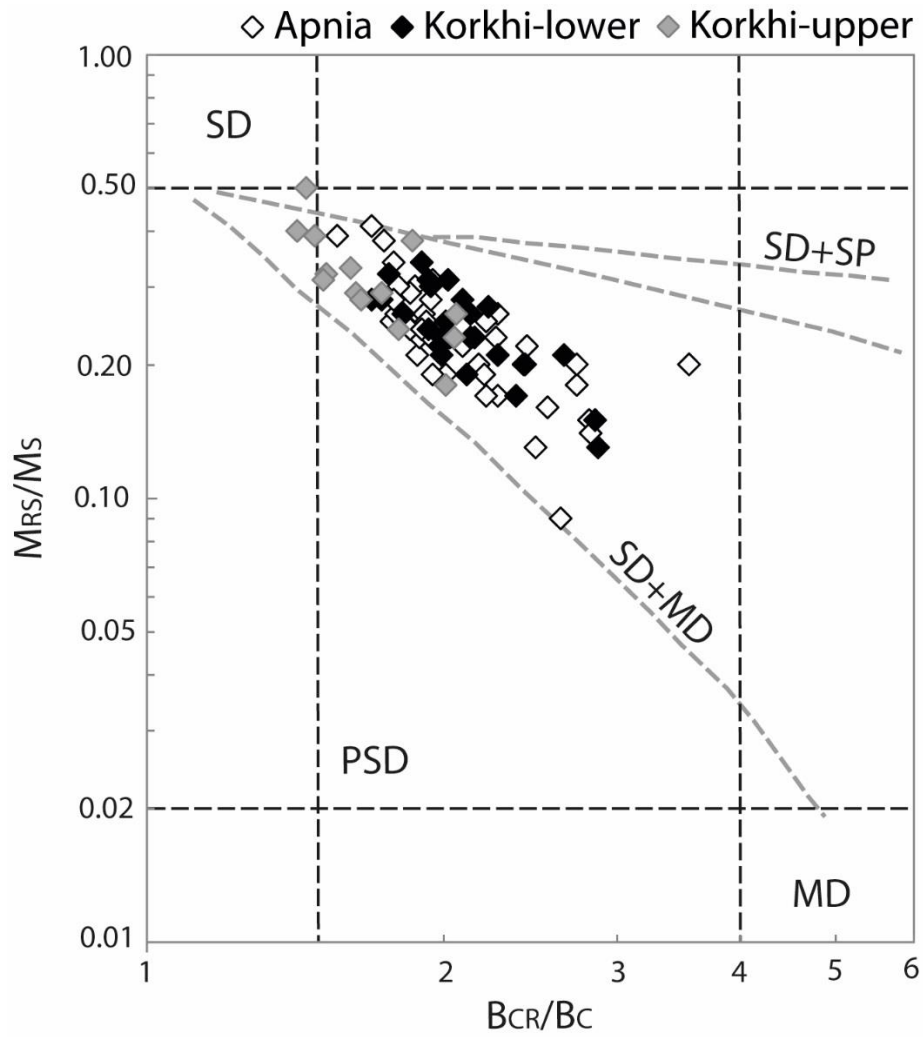


Figure S4. Bi-logarithmic Day-plot [Day et al., 1977] modified after [Dunlop, 2002]. M_{RS}/M_S : Saturation remanence to saturation magnetization. B_{CR}/B_C : Coercivity of remanence to coercivity.

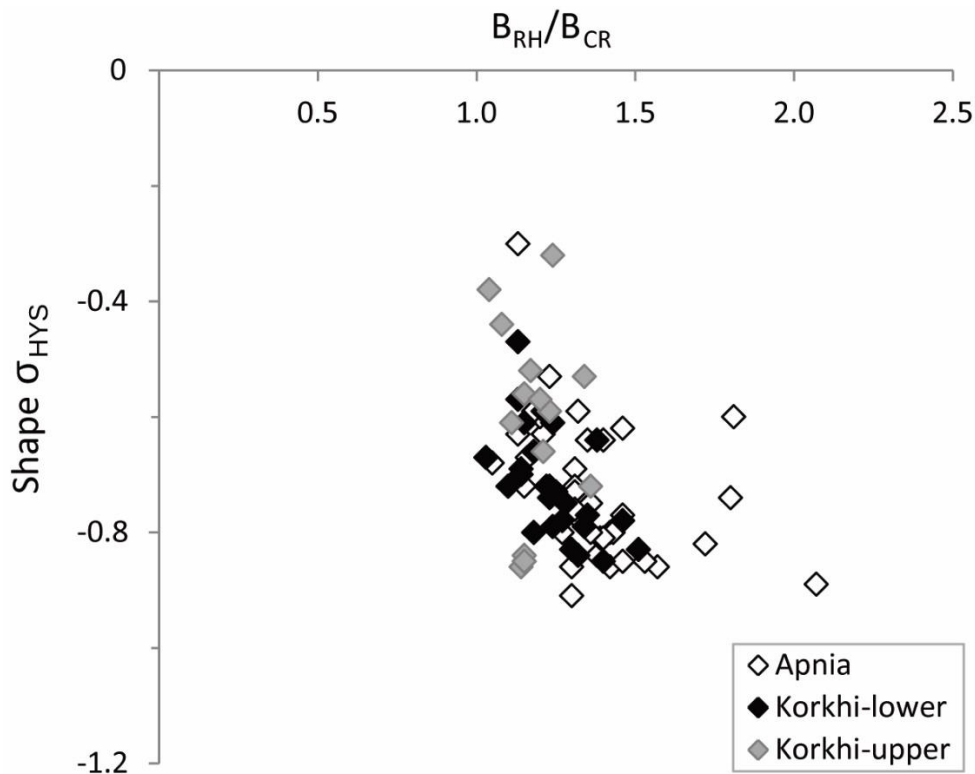


Figure S5. Plot of shape parameter σ_{HYS} versus B_{RH}/B_{CR} ratio. B_{RH} : coercivity ratio (see text) and B_{CR} : coercivity of remanence. Shape parameter σ_{HYS} and coercivity ratio B_{RH}/B_{CR} , provide additional information about the domain structure of the studied samples. High B_{RH}/B_{CR} ratios indicate large particles, while B_{RH}/B_{CR} ratios below 1 indicate SP particles [Fabian, 2003]. Supporting figure S4 shows that all samples yield ratios above 1, suggesting that no significant SP particle contribution is present. The shape parameter σ_{HYS} gives a quantitative measure related to the shape of the hysteresis loop, with $\sigma_{HYS} > 0$ for wasp-waisted loops and $\sigma_{HYS} < 0$ for pot-bellied loops [Fabian, 2003]. This parameter is relatively independent of grain size within the SD–MD region, the variations in σ_{HYS} are indicative of the presence of SP grains or other mineral fractions [Fabian, 2003]. The shape parameter σ_{HYS} yielded pot-bellied loops in all samples, $\sigma_{HYS} < 0$ (Supporting Tab. S1.). This type of hysteresis loops, is often interpreted as being indicative of mixtures of fractions with highly contrasting coercivities [Muttoni, 1995; Roberts et al., 1995; Tauxe et al., 1996] originating from mixed assemblages of multiple magnetic components with different mineralogy or grain size. Supporting figure S4 shows a plot of the σ_{HYS} versus B_{RH}/B_{CR} ratio where it can be observed that the B_{RH}/B_{CR} ratio of all samples varies between 1 and 2, so that the differences can be mainly ascribed to their SD–MD trend, as the Day-plot has already shown. In this regard, samples from Apnia show a significantly larger scatter than those from Korkhi, and specifically samples from the upper part of the latter section show a rather constant B_{RH}/B_{CR} ratio.

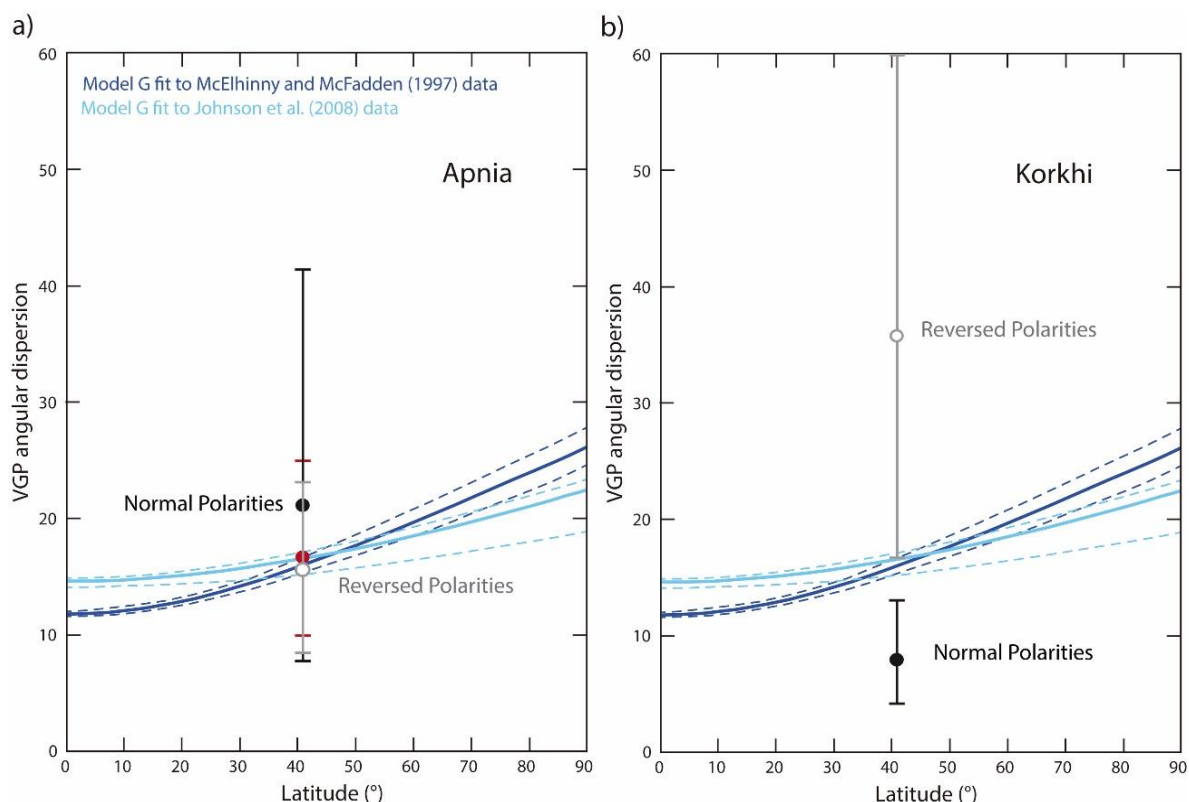


Figure S6. Angular standard deviation (ASD) of individual virtual geomagnetic poles (VGPs) with respect to the paleomagnetic pole of reference [Besse and Courtillot, 2002] versus latitude of paleosecular variation of lavas (PSVLs) for the last 5 Ma shown with Model G [McFadden et al., 1988] fits to data from *McElhinny and McFadden*, [1997] (in dark blue) and *Johnson et al.*, [2008] (in light blue). Figure modified from *Johnson et al.*, [2008]. a) ASD of Apnia sequence from the complete dataset (in red), normal-polarity group (in black) and reverse-polarity group (in grey) is shown. b) ASD of the normal polarity Lower-Korkhi subsequence (in black) and reverse-intermediate polarity Upper-Korkhi (in grey).

Supporting tables

Table S1: The results of K-Ar dating for the basalts of Korkhi section

Sample	Sampling point		Rock	K, % $\pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}^* \pm \sigma$	$^{40}\text{A}_{\text{atmv}}$ % in sample	Age, Ma $\pm 2\sigma$
	$^{\circ}\text{N}/^{\circ}\text{E}$						
YUG-330 (KR27)	41.459938	43.466958	basalt	0.860 ± 0.009	0.110 ± 0.002	56.7	1.85 ± 0.08
YUG-331 (KR17)	41.458643	43.465880	basalt	0.730 ± 0.007	0.158 ± 0.005	67.2	3.11 ± 0.20
YUG-332 (KR05)	41.458552	43.465467	basalt	0.763 ± 0.008	0.163 ± 0.002	41.7	3.08 ± 0.09

Table S2. Rock-magnetism results^a

Sample	Sp.	M_{RS}/M_S	B_{CR}/B_C	S-200	T (°C)	Rate (°C/min)	Ms-T curve	T _{CH1} (°C)	T _{CH2} (°C)	T _{CC1} (°C)	T _{CC2} (°C)
AP01-01	AI	0.17	2.27	0.95	300,400,500	20	H				
AP01-04	All	0.16	2.55	0.94	700	20	H	560	610	540	
AP01-08	BI	0.09	2.63	0.99	400	20	H				
AP02-03	BI	0.17	2.21	0.97	700	20	H*	540		530	
AP02-06	BI	0.21	1.88	0.99	400	20	H				
AP02-08	BI				500	20	H*				
AP03-01	BI				500	20	H				
AP03-04	BI	0.13	2.48	0.99	700	20	H*	540	610	530	
AP03-08	AI	0.22	2.43	0.99	500	20	L		190		
AP04-03	BI	0.25	1.77	0.98	700	20	H	570		550	
AP04-04	AI	0.25	1.82	0.97	500	20	H*				
AP04-07	AI	0.19	2.01	0.98	300,400,500	20	H				
AP05-01	B	0.31	1.95	0.93	700	20	H*	560	620	550	610
AP05-03	BI				500	20	H				
AP05-06	B	0.30	1.87	0.92	300,400,500	20	H				
AP06-02	BI	0.29	1.85	0.98	300,400,500	20	M		370		
AP06-05	BII	0.30	1.80	0.98	700	20	L	580	240	550	
AP06-08	BI				500	20	L		210		
AP07-01	BI	0.23	2.03	0.96	400	20	H				
AP07-04	AI				500	20	H*				
AP07-07	BII	0.20	2.17	0.97	700	20	H*	570		540	
AP08-01	All				500	20	M		440		
AP08-03	BII				500	20	H*				
AP08-05	BI	0.26	1.91	0.96	700	20	H*	570		540	
AP09-01	BII	0.23	1.89	0.96	700	20	H*	580		550	
AP09-05	BI	0.19	1.95	0.96	700	10	H	570		550	
AP09-08	AI				500	20	H*				
AP10-02	AI	0.22	2.09	0.92	700	20	H	580		550	
AP10-04	BI	0.25	1.92	0.94	700	20	H	580		540	
AP10-07	BI				500	20	H*				
AP11-03	All	0.18	2.73	0.88	700	20	H	580	620	550	
AP11-05	BI	0.26	1.79	0.95	500	20	H*				
AP11-08	BI				500	20	H				
AP12-01	BI				500	20	H*				
AP12-04	BI	0.19	2.20	0.96	700	20	H*	570		540	
AP12-07	BII	0.23	1.94	0.98	700	10	H*	560		530	
AP13-02	BII	0.24	1.85	0.94	700	20	M	580	340	560	
AP13-04	BII	0.24	1.90	0.94	700	20	M	580	320	550	
AP14-01	BII				500	20	H				
AP14-04	BI				500	20	H*				
AP14-06	BII	0.20	3.55	0.91	700	20	H	570		560	650
AP15-03	B	0.28	1.94	0.91	700	20	M	580	390	550	
AP15-05	BI	0.28	1.78	0.86	300,400,500	20	H				
AP15-07	BII	0.26	2.27	0.91	700	10	H*	580		550	
AP16-01	BI				500	20	M		390		
AP16-07	All	0.23	2.26	0.90	700	10	H*	570		560	
AP16-09	B	0.20	2.73	0.88	700	20	H*	580	620	550	
AP17-01	BII				500	20	H*				
AP17-06	BII	0.25	2.21	0.89	700	20	H*	580	620	560	

Sample	Sp.	M _{RS} /M _S	B _{CR} /B _C	S-200	T (°C)	Rate (°C/min)	Ms-T curve	T _{CH1} (°C)	T _{CH2} (°C)	T _{CC1} (°C)	T _{CC2} (°C)
AP17-08	BII	0.20	2.41	0.90	700	10	H*	550		580	
AP18-03	BII				500	20	H				
AP18-07	B	0.34	1.78	0.92	700	20	M	580	390	550	
AP18-10	BII	0.41	1.69	0.92	700	10	M	580	440	550	
AP19-01	BII	0.38	1.74	0.91	700	20	H	590		580	
AP19-05	BII	0.39	1.56	0.97	500	20	H				
AP19-07	AI				500	20	H				
AP20-01	BI	0.15	2.80	0.90	300,400,450	20	H				
AP20-04	AI	0.14	2.82	0.91	500	20	H				
AP20-08	BII	0.21	1.99	0.95	700	20	H	580		550	
KR01-01	BI				500	20	H				
KR01-06	AI				500	20	H				
KR01-10	BI	0.21	2.27	0.89	700	20	H	570	620	560	
KR02-03	AI	0.24	1.93	0.96	700	20	H*	580		550	
KR02-05	AI				500	20	H				
KR02-07	AI	0.23	2.15	0.91	700	20	H	570	610	560	
KR03-03	BI				500	20	H*				
KR03-06	BI				500	20	H				
KR03-09	A	0.28	2.09	0.93	700	10	H*	580	610	560	
KR04-01	BI				500	20	H*				
KR04-04	A	0.30	1.94	0.92	700	20	H*	580	620	560	
KR04-10	BII				500	20	H*				
KR05-01	AI				500	20	H				
KR05-05	BII				500	20	H*				
KR05-09	AI	0.28	1.69	0.97	700	20	M	580	390	550	
KR06-01	AI				500	20	L		250		
KR06-05	BI				500	20	L		230		
KR06-10	AI	0.28	1.73	0.94	700	20	H	580		550	
KR07-01	AI	0.26	1.82	0.96	300,400,500	20	H				
KR07-04	C				500	20	M		390		
KR07-09	BI	0.32	1.76	0.93	700	20	M	580	390	560	
KR08-03	B	0.23	2.13	0.92	700	20	H*	570	620	560	
KR08-06	A	0.22	1.98	0.93	500	10	H*				
KR08-10	BI				500	20	H*				
KR09-01					500	20	H				
KR09-05					500	20	H				
KR09-10	BI	0.19	2.11	0.97	700	10	H*	570		550	
KR10-01	AI				500	20	H				
KR10-06	AI				500	20	H*				
KR10-11	BI	0.21	1.99	0.96	700	20	H	580		550	
KR11-01					500	20	H				
KR11-05	BI				500	20	H				
KR11-09	AI	0.31	2.02	0.89	700	20	H*	590	620	570	
KR12-01					500	20	H				
KR12-05	AI	0.25	2.01	0.93	700	10	H*	580		550	
KR12-10	AI	0.23	1.99	0.93	700	20	H	580		550	
KR13-01	AI	0.17	2.37	0.91	300,400,500	20	H				
KR13-05	BI				500	20	H				
KR13-09	AI	0.26	2.13	0.92	700	20	H*	570	620	560	
KR14-01	B	0.34	1.90	0.92	500	20	H*				

Sample	Sp.	M _{RS} /M _S	B _{CR} /B _C	S-200	T (°C)	Rate (°C/min)	Ms-T curve	T _{CH1} (°C)	T _{CH2} (°C)	T _{CC1} (°C)	T _{CC2} (°C)
KR14-04	BI	0.31	1.93	0.93	700	20	H*	570	620	540	610
KR14-08					500	20	H*				
KR15-01	AI				500	20	H				
KR15-06	AI	0.21	2.65	0.89	700	20	H*	570	620	550	
KR15-09					500	20	H				
KR16-01	BI				500	20	H				
KR16-04	AI	0.13	2.87	0.92	700	20	H	570		550	
KR16-08	BI	0.15	2.85	0.89	300,400,500	20	H				
KR16-10					500	20	H				
KR17-01					500	20	H				
KR17-06	BI	0.20	2.42	0.86	700	10	H*	580	610	550	
KR17-09	A	0.27	2.22	0.86	700	20	H*	580	610	550	
KR18-02	A	0.18	2.01	0.99	500	20	L		190		
KR18-05	B	0.26	2.06	0.97	700	20	L	580	230	550	
KR18-08	BI				500	20	L		160		
KR19-01	BI				500	20	M		370		
KR19-04	AI				500	20	M		380		
KR19-06	AI	0.29	1.63	0.99	700	20	M	560	390	550	
KR20-03	BI	0.40	1.42	0.98	700	20	L	530	260	550	
KR20-05					500	20	M		370		
KR20-07	BI	0.28	1.65	0.99	300,400,500	20	M		410		
KR21-01	BI				500	20	L		240		
KR21-05	BI	0.24	1.80	0.98	700	20	L	570	210	550	
KR21-08	BI				500	20	L		240		
KR22-02	BI	0.39	1.48	0.99	700	20	L	530	260	550	
KR22-05					500	20	L		210		
KR22-08	AI				500	20	L		230		
KR23-01	All	0.50	1.45	0.95	300,400,500	20	M		410		
KR23-05	BI	0.38	1.86	0.94	700	20	L+M	580	230+470	550	
KR23-07	BI				500	20	H*				
KR24-01	BI				500	20	M		340		
KR24-05	A	0.32	1.52	0.99	400,700	20	M	510	350	540	
KR24-07	AI	0.31	1.51	0.99	500	20	M		340		
KR25-01	AI				500	20	L		200		
KR25-05	BI	0.33	1.61	0.99	500,700	20	L	580	250	550	
KR25-08	AI				300,400	10	L		270		
KR26-01	All	0.23	2.05	0.96	700	20	H	560	620	550	
KR26-05	AI				500	20	M		350		
KR26-09					500	20	M		350		
KR27-01	AI				700	20	L	590	280	570	
KR27-06	BI	0.29	1.73	0.95	700	20	L	200	570	540	
KR27-10	BI				500	30	M		400		

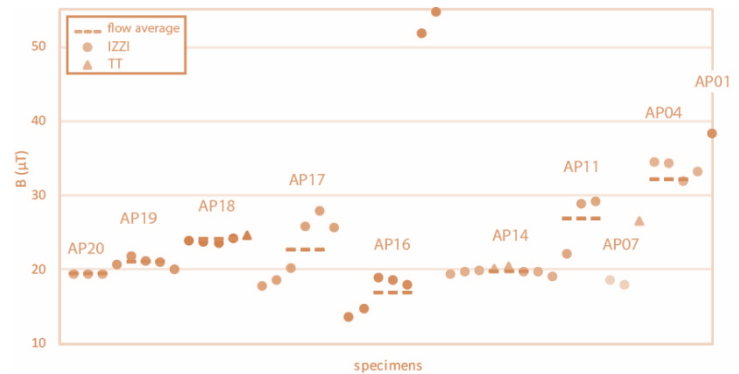
^aRock-magnetic features for Apnia and Korkhi sequences obtained from isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves, hysteresis curves and thermomagnetic (Ms-T) curves. Sample: site and sample (core) number. Sp.: specimen initials, "A" corresponds to the most superficial standard sample of the core and "I" to the most superficial specimen of the standard sample. M_{RS}/M_S: remanent saturation to saturation magnetization ratio. B_{CR}/B_C: coercivity of remanence to coercivity ratio. S-200: percentage of saturation at 200 mT in IRM acquisition curves. T: Peak-temperature in Ms-T curves. Rate: Heating and cooling rate (in °C/min) in Ms-T

curves. Ms-T curve: Thermomagnetic curve type (see text). H-T_{C1}: Curie temperature (T_C) obtained from the heating Ms-T curve. H-T_{C2}: 2nd T_C obtained from the heating Ms-T curve. C-T_{C1}: 1st T_C obtained from the cooling Ms-T curve. C-T_{C2}: 2nd T_C obtained from the cooling Ms-T curve.

Supporting material references

- Besse, J., and V. Courtillot (2002), Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr, *J. Geophys. Res.*, 107(B11), 2300, doi:10.1029/2000JB000050.
- Biggin, A. J., D. J. J. van Hinsbergen, C. G. Langereis, G. B. Straathof, and M. H. L. Deenen (2008), Geomagnetic secular variation in the Cretaceous Normal Superchron and in the Jurassic, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 169(1–4), 3–19, doi:10.1016/j.pepi.2008.07.004.
- Chadima, M., and F. Hrouda (2006), Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer, *Trav. Géophysiques*, XXVII, 20–21.
- Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt (1977), Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13(4), 260–267, doi:10.1016/0031-9201(77)90108-X.
- Dunlop, D. J. (2002), Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 2. Application to data for rocks, sediments, and soils, *J. Geophys. Res.*, 107(B3), EPM4-1-EPM4-22, doi:10.1029/2001JB000487.
- Fabian, K. (2003), Some additional parameters to estimate domain state from isothermal magnetization measurements, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213(3–4), 337–345, doi:10.1016/S0012-821X(03)00329-7.
- Johnson, C. L. et al. (2008), Recent investigations of the 0–5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows, , doi:10.1029/2007GC001696.
- Lebedev, V. A., S. N. Bubnov, O. Z. Dudauri, and G. T. Vashakidze (2008), Geochronology of Pliocene Volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western Part of the Dzhavakheti Highland, *Stratigr. Geol. Correl.*, 16(2), 204–224, doi:10.1134/S0869593808020081.
- McElhinny, M. W., and P. L. McFadden (1997), Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database, *Geophys. J. Int.*, 131, 240–252, doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb01219.x.
- Muttoni, G. (1995), “Wasp-waisted” hysteresis loops from a pyrrhotite and, *Geophys. Res. Lett.*, 22(23), 3167–3170, doi:10.1029/95GL03073.
- Roberts, A. P., Y. Cui, and K. L. Verosub (1995), Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems, *J. Geophys. Res.*, 100(B9), 17909–17924, doi:10.1029/95JB00672.
- Tauxe, L., T. a. T. Mullender, and T. Pick (1996), Potbellies, wasp-waists, and superparamagnetism in magnetic hysteresis, *J. Geophys. Res.*, 101(B1), 571, doi:10.1029/95JB03041.

5. ABSOLUTE PALEOINTENSITY RESULTS ON THE APNIA AND KORKHI SEQUENCES: THELLIER-TYPE, CCRIT SELECTION CRITERIA AND AUTOMATIC INTERPRETATION



5.1. Introducción al capítulo	135
5.2. Paleointensity study over a polarity reversal recorded in the Pliocene	
Apnia sequence (Lesser Caucasus, Southern Georgia)	137
5.2.1. Supplementary material	155
5.3. New absolute paleointensities from the Plio-Pleistocene Korkhi	
sequence in Southern Georgia	163
5.3.1. Supplementary material	181

5.1. INTRODUCCIÓN AL CAPÍTULO

El objetivo del estudio presentado en este capítulo es la obtención y análisis de las paleointensidades registradas en las secuencias de Apnia y Korkhi. Para ello se han empleado dos métodos de determinación de la paleointensidad absoluta, que pertenecen a las técnicas denominadas de tipo Thellier. Con el fin de obtener datos de alta calidad y fiabilidad, se aplicaron criterios de selección especialmente estrictos y se llevó a cabo una interpretación automática. Este tipo de datos de alta calidad es necesario para la creación de modelos más precisos del comportamiento del campo magnético de la Tierra (CMT).

La secuencia de Apnia está constituida por 20 coladas de lava con una edad K-Ar que abarca un intervalo de 3.8-3.1 Ma. El análisis de las direcciones paleomagnéticas parece indicar que la secuencia ha registrado la inversión de polaridad completa Gilbert-Gauss, o a una transición compuesta desde el cron C2Ar hasta el subcrón C2An-2n. La secuencia de Korkhi presenta una superficie de erosión que la divide en dos subsecuencias de diferente edad. La subsecuencia de Korkhi inferior comprende 17 coladas de lava de edad K-Ar de aproximadamente 3.1 Ma y el análisis direccional refleja un intervalo de polaridad normal estable dentro del periodo de polaridad Gauss. La subsecuencia de Korkhi superior está constituida por 10 coladas de aproximadamente 1.9 Ma y muestra una sucesión de polaridades inversas-intermedias, reflejando un momento de régimen anómalo el CMT, que podría ser el registro de la transición C2r-1r a Olduvai o Olduvai a C1r-2r.

Se aplicaron dos tipos de técnicas tipo Thellier para la determinación de paleointensidades absolutas, el método original Thellier-Thellier (Thellier y Thellier, 1959) y el método IZZI (Yu et al., 2004). Las técnicas tipo Thellier tienen décadas de trayectoria experimental y su uso en este tipo de estudios está fuertemente afianzado. Están basadas en la sustitución de la magnetización termorremanente natural (TRM), mediante la adquisición de TRMs parciales. La teoría en la que se fundamenta la adquisición de pTRMs (Néel, 1955) esta formulada para el caso de los granos monodominio (SD) sin interacción. Por este motivo, las muestras con predominio de granos SD son las ideales para llevar a cabo las determinaciones de paleointensidad. Durante los experimentos, las partículas portadoras de la remanencia deben de cumplir las leyes de reciprocidad, independencia y aditividad de las pTRMs, sobre las que se basan los estudios de paleointensidad (Thellier y Thellier, 1959). Los granos multidominio (MD) no cumplen estas leyes. Debido a ello, las muestras con alto contenido en granos MD se descartan para la realización de los experimentos tipo Thellier.

Los resultados de las determinaciones de paleointensidad se consideran fiables según un conjunto de criterios de selección que se aplican, a modo de filtro, para evaluar la calidad de las condiciones del experimento, la ausencia de alteración y la cantidad de magnetización portada por los granos MD. En este estudio, se ha utilizado un conjunto de criterios y valores umbral muy estrictos propuestos por Cromwell et al. (2015b), denominados como CCRIT (Tauxe et al., 2016). La fiabilidad de estos criterios y valores umbral, se ha comprobado mediante su aplicación en especímenes enfriados bajo un campo histórico o de laboratorio conocidos, en los trabajos de Cromwell et al. (2015b) y Tauxe et al. (2016). El análisis de los datos de paleointensidad puede ser muy sensible a la interpretación manual. Por esta razón y con la finalidad de conseguir unas

interpretaciones lo más objetivas posibles, se han aplicado los criterios de selección de forma automática utilizando el programa Thellier GUI (Shaar et al., 2013).

Tras aplicar los mencionados criterios de selección se obtuvo una paleointensidad promediada en 8 de las 20 coladas de lava que constituyen la secuencia de Apnia. El tramo inferior de polaridad inversa da lugar a un momento axial dipolar virtual (VADM) medio de 36.6 ZAm² y el tramo superior de polaridad normal, de 54.6 ZAm². En la subsecuencia de Korkhi inferior se han obtenido resultados para 3 coladas de lava, cuyos VADM oscilan entre 27.4 ZAm² y 49.8 ZAm². En la subsecuencia de Korkhi superior, ninguna determinación superó los criterios de calidad.

Todos los resultados están muy por debajo del momento dipolar actual en Georgia (83.7 ZAm²) y en el rango del valor promediado a largo plazo de 42 ZAm² (Tauxe et al., 2013). Sin embargo, otros cálculos de la intensidad promediada del CMT defienden un valor similar al actual (e. g. Tanaka et al., 1995b). Por otra parte, estudios realizados en secuencias que registran cambios de polaridad, han permitido establecer un patrón que consiste en una disminución de la intensidad previa a la transición en dirección, y una posterior recuperación y rebote de la intensidad tras el cambio de polaridad (e. g. Laj y Channell, 2007; Valet y Fournier, 2016).

El tramo inferior de la secuencia de Apnia parece registrar la disminución de paleointensidad observada en los momentos previos a una inversión de polaridad completa, y el tramo superior la recuperación del CMT tras de la inversión. Los resultados en Korkhi inferior coinciden con el valor del campo promediado bajo, apoyados en el hecho de que la subsecuencia presenta 17 coladas de lava con una polaridad normal uniforme y un VADM medio de 41.1 ZAm².

Los resultados obtenidos en la secuencia de Apnia están en revisión por la revista Earth Planetary Sciences Letters (Elsevier) y los obtenidos en la secuencia de Korkhi por la revista Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed) (Wiley Online Library).

5.2. PALEOINTENSITY STUDY OVER A POLARITY REVERSAL RECORDED IN THE PLIOCENE APNIA SEQUENCE (LESSER CAUCASUS, SOUTHERN GEORGIA)

In collaboration with: Manuel Calvo-Rathert, Avto Goguitchaichvili, Lisa Tauxe, George T. Vashakidze, Vladimir A. Lebedev

Key words: Paleointensity; polarity transition; lava flow sequence; Pliocene

Abstract

A paleointensity study has been carried out on a Pliocene sequence of 20 consecutive lava flows recording either the Gilbert-Gauss transition or a composite transition from chron C2Ar to subchron C2An-2n (Sánchez-Moreno et al., 2018). Here, we perform a total of 55 paleointensity determinations using the original Thellier-Thellier method (Thellier and Thellier, 1959) and 100 with the IZZI method (Yu et al., 2004). We assess the performance of our selection criteria using a method similar to that suggested by Tauxe et al. (2016) whereby our threshold values are applied to a set of test data whose TRMs were acquired in known fields.

Absolute paleointensity determinations that passed our selection criteria were obtained on 4 specimens with the Thellier-Thellier method and on 41 specimens with the IZZI method. Application of reliability criteria at a site level yielded paleointensity results in 8 of 20 studied lava flows. We obtained median values of VADM between 28.9 and 45.6 ZAm² for the reverse polarity lower Apnia section, while the normal polarity upper section displayed a single value of 54.6 ZAm². All results lie well below the present-day dipole moment in Georgia (83.7 ZAm²) but are in the range of the long-term median value of 42 ZAm². Whereas the lower Apnia section seems to record the paleointensity decrease before the complete directional reversal, the normal polarity upper section appears to depict the recovery of the EMF intensity after the reversal.

1. Introduction

The study of the Earth's magnetic field (EMF) characteristics and variations requires knowledge of both its direction and intensity. The direction of the ancient field can be measured directly because the magnetization recorded in a rock is usually parallel to the direction of the field that generates it, whereas absolute paleointensity cannot be measured directly as it is only proportional, but not equal to the magnetizing field intensity. The combined (directional and intensity) analysis of paleomagnetic data allows an enhanced understanding of the processes that occur in the outer core and control the geodynamo, the source of the fluctuations of the EMF.

Absolute ancient field intensity data are more limited than directional data, because they can only be obtained from materials where the magnetization was acquired by a thermal mechanism like thermoremanent magnetization (TRM), as in most volcanic rocks. In addition, in paleointensity determinations, in order to be successful, no magneto-chemical alteration of the remanence-carrying minerals may occur as a result of heating during the experiments, and the remanence should be ideally carried by single-domain grains (Thellier and Thellier, 1959). Due to these requirements, the success rate is relatively low, and the currently available database shows a large degree of scatter – even for results from a single lava flow (e.g., Cromwell et al., 2015a).

This work focuses on the analysis of the paleointensities recorded in the basaltic flow sequence of Apnia (Djavakheti Highland, Southern Georgia), which has been dated

by isotope methods (Lebedev et al., 2008). The paleomagnetic directions appear to record a polarity reversal. From bottom to top, 14 reverse polarity flows, are followed by a transitional one and five normal polarity flows. Both the normal and reverse flow populations display an anomalous behavior characterized by a disagreement of their mean paleomagnetic pole with the expected pole. Likewise, a large virtual geomagnetic pole (VGP) dispersion is observed on the upper sequence (Sánchez-Moreno et al., 2018). Consecutive lava flow sequences are a useful source of EMF variation records, as they provide a succession of instantaneous field images that allow analysis of its behavior over geological time. Additionally, polarity transition studies are of particular interest as they are quite rare.

Previous paleomagnetic and paleointensity results obtained on Plio-Pleistocene basaltic sequences in the volcanic region of Djavakheti display both stable and unstable field records (Calvo-Rathert et al., 2011; 2013; 2015; Camps et al., 1996; Goguitchaichvili et al., 2009, 2000, 2001). In the present study, two different paleointensity determination methods have been applied to the Apnia samples: The original Thellier method (TT) (Thellier and Thellier, 1959) and the IZZI method (Yu et al., 2004). With the aim of achieving as reliable values as possible and performing objective interpretations of paleointensity data, we applied the strict set of quality criteria of Cromwell et al. (2015a), referred to as CCRIT by Tauxe et al. (2016) who further demonstrated its reliability on a large set of test data obtained for results with known fields. The paleointensities obtained under strict quality criteria are especially useful for the models creation of the EMF behaviour.

2. Geological setting

The Apnia sequence (41° 21' 40" N, 43° 16' 02" E) was sampled in the volcanic Djavakheti Highland region, located in the central sector of the Lesser Caucasus (South Georgia) (Fig. 1.). This mountain range, included in the Alpine-Himalayan belt, is being generated by the still active collision of the Eurasian and Arabian plates. Within the so-called post-collision stage (Adamia et al., 2011) different stages of volcanic activity have taken place (Lebedev et al., 2008) in the Lesser Caucasus area. The volcanism which generates the materials under study corresponds to the 3.7-1.4 Ma phase. A large number of volcanic cones and fissure volcanoes owing to NW-SE and NE-SW extensional strike-slip structures, also developed by the compressional regime (Avagyan et al., 2010), characterize this phase. The numerous resulting consecutive basic lava flows create the current Djhavakheti and Armenian plateaus. They are known as Akhalkalaki Formation in the Djhavakheti region (Maisuradze and Kuloshvili, 1999).

The Apnia sequence comprises 20 consecutive lava flows of calc-alkaline basalts and basaltic andesites which were sampled from top (AP01) to base (AP20). The sequence was sampled with a portable water-cooled drill and directly oriented in the field with both a solar and a magnetic compass and an inclinometer. It yield K-Ar ages between 3.70 ± 0.20 Ma (flow AP11) and 3.09 ± 0.10 Ma (flow AP01) (Lebedev et al., 2008). In addition, two more dates in flows AP05 and AP07 yield ages of 3.28 ± 0.10 Ma and 3.75 ± 0.25 Ma respectively (Lebedev et al., 2008). The Apnia sequence has been described as a polarity transition record in a previous work where paleomagnetic directions are analyzed (Sánchez-Moreno et al., 2018). The transition recorded would be either Gilbert-Gauss or a composite transition from chron C2Ar to subchron C2An-2n.

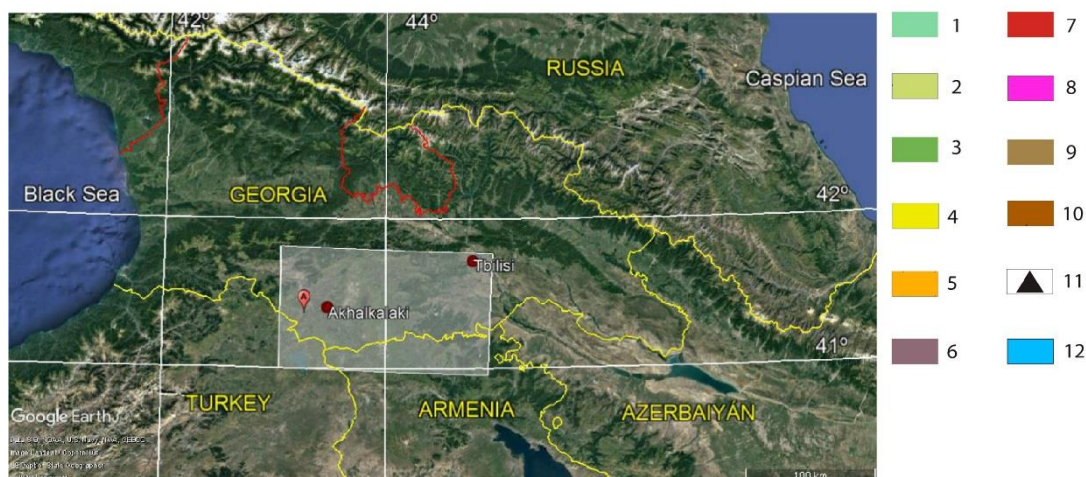
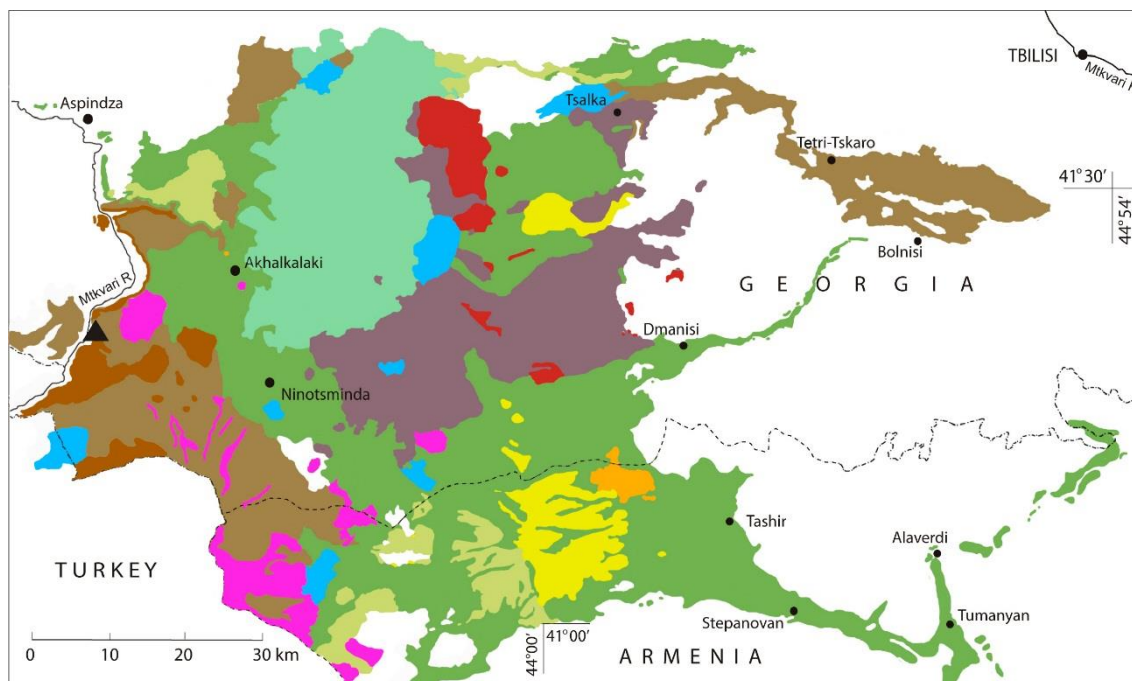


Figure 1. Schematic geological map of the Plio-Pleistocene magmatism in the Djavakheti Highland (Lesser Caucasus) showing lava flow sequences sampled in the present study (modified from Lebedev et al., 2008; Lebedev, 2015). 1 - Quaternary volcanic rocks (andesites and dacites) of the Samsari ridge (800 – 0 ka); 2-10 Pliocene – Early Quaternary volcanic rocks of Akhalkalaki formation: 2 - Basic lavas (1.75 – 1.40 Ma), 3 - Basic lavas (2.15 – 1.95 Ma), 4 - Later dacites and rhyolites of the Javakheti ridge (2.25 Ma), 5 - Hyalodacite (2.5 Ma), 6 - Basic lavas (2.65 – 2.45 Ma), 7 - Earlier rhyolites and dacites of the Djavakheti ridge (2.85 – 2.6 Ma), 8 - Dacites of the SW part of Djavakheti highland (3.15 – 3.11 Ma), 9 - Basic lavas (3.22 – 3.04 Ma), 10 - Basic lavas (3.75 – 3.55 Ma); 11 - Sampled lava flow sequences of Apnia; 12 - Lakes. Location map from Google Earth: Image Landsat/Copernicus © 2018 Basarsoft, US Dept. of State Geographer.

3. Rock magnetic and paleomagnetic results

Rock magnetism experiments of Sánchez-Moreno et al. (2018), including IRM acquisition and backfield curves, hysteresis loops and strong field magnetization versus temperature (Ms-T), point to titanomagnetite with different contents in titanium and pseudo-single-domain (PSD) grain size as the main carrier of the magnetization (S. Samples were grouped by spatial proximity and representative specimens were taken for the rock magnetic experiments to obtain the most representative magnetic characteristics of each flow.

Ms-T curves allow the observation of the following behavior types: Type H magnetic samples are characterized by quasi-reversible curves and a single high Curie temperature (T_C) mineral phase near 580°C, corresponding to low-Ti titanomagnetite/magnetite. Type H* samples show a similar behavior as type-H samples, with the same low-Ti titanomagnetite phase but initial and final magnetization differed by more than $\pm 15\%$. In some cases, very weak phases with T_C about 615°C appear. This might be attributed to the presence of oxidized magnetite (maghemitization). Type L samples display irreversible behavior and two mineral phases. The first phase matches high-Ti titanomagnetite, appearing in the heating curve between 190 °C and 280 °C. The second one is a high T_C phase observed in both heating and cooling curves, which is interpreted as low-Ti titanomagnetite and represents a tiny fraction of the initial magnetization. Type M samples also show an irreversible behavior and two phases can be distinguished, low-Ti titanomagnetite and an intermediate T_C phase within the 320 °C to 440 °C range.

Hysteresis parameters depicted in a Day plot have values of M_{rs}/M_s ranging from 0.5 to 0.1 but interpretation is ambiguous, as pointed out by Roberts et al. (2018) who demonstrate that Day plots do not allow a simple and direct interpretation of domain states, because of the number of variables that influence the hysteresis curve values.

The analysis of paleomagnetic directions has established that the Apnia sequence records a polarity reversal produced between 3.75 ± 0.25 Ma and 3.1 ± 0.1 Ma (Sánchez-Moreno et al., 2018). Starting from the base of the section, a succession of 14 reverse polarity lava flows has an average pole that does not match the expected one, which owing to the young age of the sequence is essentially, that of a geomagnetic axial dipole (GAD). The synthetic European apparent polar wander curve (APWP) for the 5 Ma window proposed by Besse and Courtillot (2002) predicts a very slight clockwise rotation of $\sim 4^\circ$ in declination and a difference of less than 2° inclination ($\sim 58^\circ$) for the location. The equivalent pole is shown in Fig. 2 and is significantly different from the virtual geomagnetic poles (VGPs) calculated for the lava flows studied here. A single lava flow above the 14 reverse polarity ones records a "transitional" polarity, with an intermediate VGP latitude of 12.5° . Above this flow, there are five normal polarity flows, which are neither antipodal to the reverse sequence, nor coincident with the expected field directions. According to the radiometric ages, the sequence was interpreted as recording the reverse to normal Gilbert-Gauss reversal or the C2An-2r to C2An-2n one within the Gauss chron. A record of a composite transition cannot be rejected, given that a hiatus described by Lebedev et al. (2011) may coincide in age with the three reversals. Hence, the reverse lower section would correspond to subchron C2Ar and the normal upper one to C2An-2n.

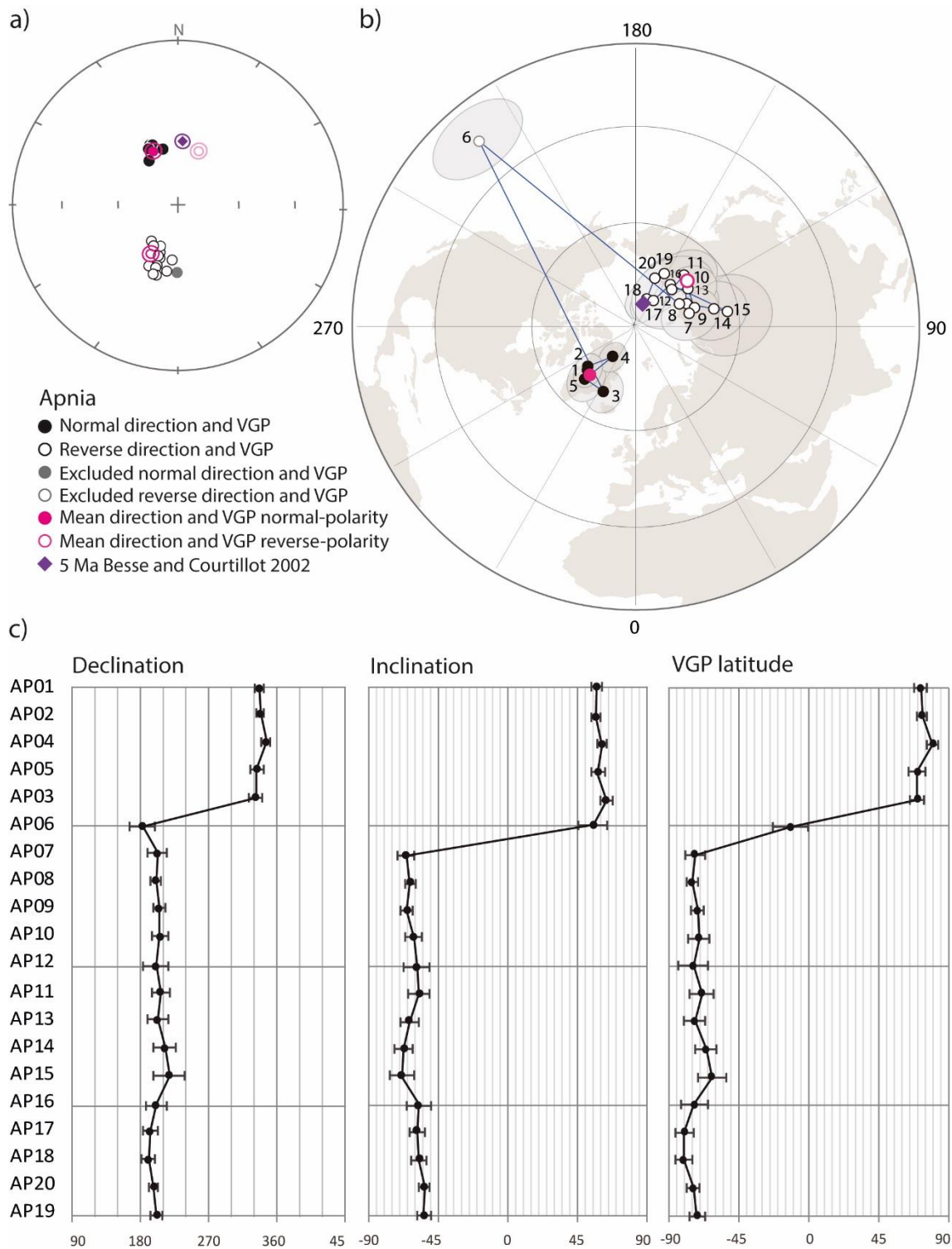


Figure 2. Paleomagnetic results of the Apnia sequence (Sánchez-Moreno et al., 2018). (a) Stereographic projection of mean paleomagnetic directions (ChRMs) of each lava flow, with normal and reverse directional groups averages (pink), their corresponding a95 and the expected direction (Besse and Courtillot, 2002) (purple). Solid symbols and open symbols show directions with positive and negative inclinations, respectively (reverse average is projected in both north and south hemispheres). (b) Stereographic projection of VGPs (virtual geomagnetic poles) together with their paths linking them in stratigraphic order. Normal and reverse polarity group averages (pink) and the expected pole for the last 5 Ma in Eurasia (Besse and Courtillot, 2002) (purple) are shown. Positive/negative VGP latitudes are shown with solid and open symbols respectively. (c) Declination and inclination of paleomagnetic directions, and latitude of VGPs, stratigraphically ordered.

4. Paleointensity methods

In the present study, two different Thellier type methods, Thellier-Thellier (TT) (Thellier and Thellier, 1959) and IZZI (Yu et al., 2004) have been carried out for absolute paleointensity determinations. Thellier type experiments are based on the progressive replacement of the original thermoremanence (TRM) by partial thermal remanences (pTRMs). Consecutive double stepwise heating with and without applied laboratory field (B_{lab}) according to the chosen protocol are performed.

In the Thellier-Thellier (TT) method (Thellier and Thellier, 1959), specimens are heated and cooled twice, in antiparallel laboratory fields, increasing temperatures at each successive pair of steps. The first heating-cooling cycle at a given temperature (T_1) is carried out while applying a laboratory field B_{lab} parallel to the z-axis; during the second cycle at T_1 the laboratory field B_{lab} is applied in the opposite direction. B_{lab} was set at 40 μ T. Lower temperature steps were repeated (the so-called pTRM checks to assess the occurrence of magnetochemical alterations). An advantage of this method is that both in-field steps are energetically equivalent, which does not happen in other Thellier-type methods in which zero field steps are performed. Thellier-Thellier paleointensity determinations were carried out in the paleomagnetic laboratory of the University of Burgos. Small cylindrical specimens subsampled (8 mm diameter) from oriented standard samples were employed. Heating-cooling in-field routines were carried out under argon atmosphere, specifically aimed at minimizing oxidation of the samples in the TD48-SC (ASC) thermal demagnetizer. Samples were allowed to cool naturally over several hours. The magnetization was measured using a superconducting magnetometer (2G Enterprises). Note that during measurement, in several cases difficulties appeared in exactly preserving specimen orientation. Nevertheless, most specimens could be handled correctly, and accurate measurements were obtained.

The IZZI (Yu et al., 2004) method provides information about so-called pTRM tails attributed to the presence of grains that fail Thellier's Law of reciprocity (Thellier and Thellier, 1959) whereby the unblocking temperature of a component of remanence should be equal to the blocking temperature (a key requirement of paleointensity determinations). The protocol consists of a sequence of alternating double-heating steps: in field and zero field (IZ), heating and cooling at T_i , followed by zero field and in field (ZI) at T_{i+1} , and so on. The laboratory field, B_{lab} , was also set to 40 μ T and pTRM checks (Coe, 1967) were also performed. The IZZI method is extremely sensitive to the presence of the pTRM tails, which make the Arai diagrams of specimens whose remanence fails the reciprocity requirement to "zig-zag" (Yu et al., 2004; Yu and Tauxe, 2005), allowing detection and elimination of unsuitable specimens. Measurements with the IZZI protocol were carried out in the paleomagnetic laboratory at Scripps Institution of Oceanography, UCSD (USA). In this case, small irregular fragments were taken from standard samples and were prepared in 10 mm diameter vials, previously marked to keep the orientation. The in-house built single chamber thermal demagnetizer and a superconducting magnetometer (2G Enterprise) were used for these measurements.

Pre-selection criteria applied to the chosen samples, for the Thellier-type methods, were the following (i) M_s - T curves should be reasonably reversible (types H and H*), (ii) a single primary paleomagnetic component could be isolated and (iii) at least about 40% of the magnetization still retained at 400°C in demagnetization experiments for the Thellier-Thellier and 60% for the IZZI protocol. It might be interesting to mention that rock magnetic experiments (Sánchez-Moreno et al., 2018) suggest the presence of titanomagnetites which plot in the region of the Day plot previously interpreted as "PSD". One of the possible interpretations of this behavior is a mixture of SD and MD

grains (Dunlop, 2002), with a significant amount of them showing near MD values, although the mixing curve did not go through any of our data (supplemental information for Sanchez-Moreno et al., 2018). This is interesting as one of the two Thellier-type methods chosen (IZZI) is especially sensitive to MD presence. It should be borne in mind that several other domain state configurations also plot in the PSD area (Roberts et al., 2018) and use of Day plots for domain state interpretation is fraught with difficulty.

The Thellier GUI (Shaar et al., 2013) in the PmagPy package software (Tauxe et al., 2016) was used for the interpretation of results obtained with both protocols. Results were considered reliable depending on a set of selection criteria to assess the quality of the experiment conditions, the absence of alteration and the amount of magnetization carried by SD grains. The quality criteria set have been taken from the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014) and the limit values proposed are those based on the work of (Cromwell et al., 2015a) and a somewhat more relaxed version, here called RCRIT. Threshold values of even the "relaxed" version are however still stricter than those from other frequently used sets of criteria (e.g., Selkin et al. 2000; Kissel and Laj 2004). The strict criteria of Cromwell et al. (2015a) referred to here as CCRIT (Tauxe et al., 2016) are the following:

- $n_{\text{measure}} \geq 4$, the number of points on an Arai diagram used to estimate the best-fit linear segment and the paleointensity.
- $\text{FRAC} \geq 0.78$, NRM fraction used for the best-fit on an Arai diagram determined entirely by vector difference sum calculation (Shaar and Tauxe, 2013).
- $\beta \leq 0.1$, a measure of the relative data scatter around the best-fit line and is the ratio of the standard error of the slope to the absolute value of the slope (Coe et al., 1978).
- $\text{SCAT}=\text{True}$, Boolean operator which uses the error on the best-fit Arai plot slope to indicate whether the data over the selected range are too scattered or not (Shaar and Tauxe, 2013).
- $g_{\text{max}} \leq 0.6$, the maximum gap factor (g) between two points determined by vector arithmetic (Shaar and Tauxe, 2013). g is a measure of the average NRM lost between successive temperature steps of the segment chosen for the best-fit line on the Arai plot and it reflects the average spacing of the selected points.
- $k' \leq 0.164$, the curvature of the Arai plot is determined by the best-fit circle to all of the data (Paterson, 2011), normalized by the respective maximums of the segment NRM and TRM.
- $\text{MAD} \leq 5^\circ$, (MAD_{Free}) Maximum Angular Deviation (MAD) of the anchored and free-floating, respectively, directional fits to the paleomagnetic vector on a vector component diagram (Kirschvink, 1980).
- $\text{DANG} \leq 10^\circ$, (*Deviation ANGLE*) the angle between the free-floating best-fit direction and the direction between data center of mass and the origin of the vector component diagram (Tanaka and Kobayashi, 2003; Tauxe and Staudigel, 2004).
- $n_{\text{pTRM-check}} \geq 2$, the number of pTRM checks used to analyze the best-fit segment on the Arai plot.

The “relaxed” version (RCRIT) allows a MAD of $\leq 12^\circ$, a FRAC of ≥ 0.6 , and a k' of ≤ 0.3 . At the site level, the CCRIT threshold values require that the number of specimens, $n_{\text{SITE}} \geq 3$, and the standard deviation at the site level $\sigma_{\text{site}} \leq 4 \mu\text{T}$ or $\sigma_{\text{site}} \leq 10\%$ of the mean. In the RCRIT version, we set $\sigma_{\text{site}} \leq 6 \mu\text{T}$ or $\sigma_{\text{site}} \leq 15\%$.

Both sets of criteria, CCRIT and RCRIT, were applied to a data set from specimens that cooled in a historical or laboratory field (Tauxe et al., 2016). Our procedure here was to evaluate all interpretations for specimens that met the two sets of criteria and then use a bootstrap-like procedure whereby three of the interpretations per site were selected at random and the mean of these was calculated. If the resulting “site mean” passed the site level criteria for standard deviation, these were included in the “accepted site means”. This was repeated 1000 times. The simulated results were compared with the expected field at each site. These are plotted in Fig. 3a as red circles or white squares for the RCRIT and CRIT criteria respectively. The R^2 values of the RCRIT was 0.92, compared with that for CCRIT (0.94). It is likely that for the strongest field, the results suffered from non-linear TRM acquisition, hence the field was underestimated.

The differences between the calculated and expected fields for the 1000 simulated site means are plotted in Fig. 3b. The median difference for RCRIT was $-2 \mu\text{T}$, while that for CCRIT was less than $1 \mu\text{T}$ and the range of differences for RCRIT was -14.8 to $+15.5 \mu\text{T}$ while that for CCRIT was -12.9 to $9.0 \mu\text{T}$. It is therefore evident that while the stricter criteria do outperform the more relaxed version, the penalty is not very large and given that very few meaningful results were obtained in this study with the CCRIT, the use of RCRIT is justified.

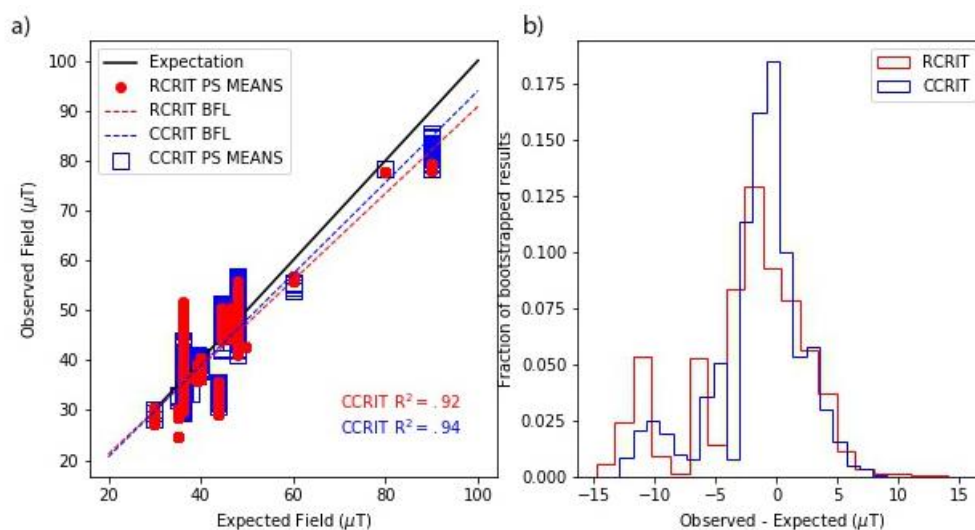


Figure 3: Comparison of estimated intensity values using the sets of selection criteria CCRIT and its relaxed version RCRIT for 1000 bootstrapped samples of data set from specimens that cooled in a historical or laboratory field (Tauxe et al., 2016). The R^2 values of the linear regressions are shown. CCRIT and RCRIT both perform reasonably well, with CCRIT slightly better than the more relaxed set of criteria.

5. Results

In order to obtain a full image of the paleointensity record, the measurements with the different methods have been carried out trying to include the maximum number of lava flows of the sequence. The number of analyzed samples was, however, limited by pre-selection criteria, i.e., mineralogical characteristics and thermal behavior of the analyzed samples.

site	spec.	meth.	Tmin (°C)	Tmax (°C)	B _{anc} (uT)	n	β	frac	gmax	k'	MAD	DANG	n _{pTRM-checks}
AP01	06B3	IZZl	450	600	38.3	9	0.02	0.62	0.3	0.027	3.0	1.3	5
AP04	01B3	IZZl	450	580	33.3	5	0.07	0.61	0.4	0.268	2.6	1.2	4
AP04	01C3	IZZl	450	600	31.9	9	0.01	0.69	0.3	0.000	3.2	1.8	5
AP04	02B3	IZZl	500	600	34.3	7	0.02	0.60	0.3	0.026	5.3	1.5	5
AP04	02B4	IZZl	500	600	34.5	5	0.03	0.63	0.3	0.106	4.6	2.3	4
AP04	03B3	TT	0	582	26.6	10	0.05	0.97	0.2	0.296	11.5	8.3	4
AP07	03B3	IZZl	400	600	18.0	10	0.04	0.65	0.3	0.139	5.8	4.8	5
AP07	06B4	IZZl	450	580	18.7	5	0.04	0.64	0.4	0.191	5.7	4.9	4
AP11	01B3	IZZl	400	600	29.3	10	0.03	0.62	0.3	0.277	8.3	3.6	5
AP11	01B5	IZZl	450	600	28.9	6	0.06	0.63	0.4	0.286	3.9	3.2	4
AP11	03A4	IZZl	350	600	22.2	8	0.04	0.72	0.3	0.299	5.3	5.1	4
AP14	01A3	IZZl	300	600	19.1	12	0.02	0.75	0.2	0.064	6.6	2.7	5
AP14	03A3	IZZl	300	570	19.8	10	0.02	0.71	0.2	0.163	4.2	3.9	4
AP14	04B3	IZZl	200	525	19.8	8	0.01	0.61	0.2	0.045	8.3	7.6	3
AP14	05B3	TT	142	582	20.5	11	0.03	0.84	0.2	0.050	8.9	9.0	5
AP14	06B3	TT	351	582	20.1	9	0.05	0.61	0.2	0.250	11.6	6.7	5
AP14	07B3	IZZl	200	525	19.9	8	0.01	0.64	0.2	0.064	8.7	3.9	3
AP14	08B3	IZZl	0	600	19.8	14	0.02	0.96	0.2	0.014	5.3	1.7	5
AP14	08B4	IZZl	350	600	19.4	8	0.04	0.65	0.3	0.065	2.1	2.1	4
AP16	03B3	IZZl	0	500	54.7	8	0.07	0.66	0.3	0.127	11.4	9.4	2
AP16	05B3	IZZl	0	500	51.8	8	0.06	0.68	0.3	0.167	11.6	9.2	2
AP16	07A3	IZZl	350	600	17.9	11	0.02	0.61	0.2	0.159	8.7	5.8	5
AP16	07A4	IZZl	350	600	18.7	8	0.03	0.67	0.3	0.129	4.2	4.4	4
AP16	07A5	IZZl	350	600	18.9	8	0.01	0.72	0.2	0.047	5.2	3.3	4
AP16	07B3	IZZl	350	600	14.8	8	0.06	0.63	0.3	0.270	3.5	2.8	4
AP16	07B4	IZZl	350	600	13.7	8	0.05	0.63	0.2	0.232	7.7	6.2	4
AP17	01B3	IZZl	400	600	25.7	10	0.02	0.61	0.2	0.217	7.9	3.9	5
AP17	01B4	IZZl	400	600	27.9	7	0.04	0.65	0.3	0.284	7.1	4.0	4
AP17	01B5	IZZl	400	600	25.9	7	0.04	0.62	0.3	0.239	6.1	2.3	4
AP17	04B3	IZZl	300	600	20.3	12	0.03	0.78	0.2	0.247	9.6	5.8	5
AP17	04B4	IZZl	400	600	18.7	7	0.05	0.67	0.3	0.296	8.7	7.1	4
AP17	08B3	IZZl	350	580	17.8	10	0.04	0.62	0.2	0.297	7.0	8.7	5
AP18	02B3	TT	351	582	24.7	9	0.02	0.63	0.3	0.039	9.8	9.6	5
AP18	03B3	IZZl	300	600	24.3	12	0.02	0.63	0.2	0.138	8.7	5.1	5
AP18	05B3	IZZl	300	580	23.6	11	0.04	0.75	0.2	0.299	8.8	7.7	5
AP18	05B4	IZZl	350	560	23.7	6	0.05	0.64	0.3	0.293	5.4	5.8	3
AP18	05B5	IZZl	350	560	24.0	6	0.06	0.61	0.3	0.238	3.1	2.5	3
AP19	02B3	IZZl	350	600	20.1	11	0.03	0.87	0.2	0.172	5.5	3.5	5
AP19	03B3	IZZl	475	580	21.1	7	0.03	0.62	0.3	0.000	3.6	3.1	5
AP19	05B3	IZZl	500	600	21.2	7	0.00	0.61	0.4	0.009	4.3	2.9	5
AP19	07A3	IZZl	450	580	21.9	8	0.03	0.62	0.3	0.144	5.5	2.3	5
AP19	07A4	IZZl	500	600	20.7	5	0.04	0.61	0.4	0.177	6.7	4.9	4
AP20	01B3	IZZl	350	570	19.4	9	0.04	0.63	0.2	0.266	7.7	6.0	4
AP20	04A3	IZZl	200	550	19.4	9	0.04	0.72	0.2	0.274	7.6	9.6	3
AP20	06A3	IZZl	300	560	19.4	9	0.04	0.65	0.2	0.220	6.2	6.3	4

Table 1: Successful paleointensity determinations obtained with the TT and IZZl methods. *site*: Lava flow name. *spec.*: Specimen sub-name. *meth.*: paleointensity determination method. *Tmin*, *Tmax*: Minimum and maximum temperature used for the determination. *B_{anc}*: Paleointensity value. *n*: Number of experiment steps used in the determination. Experimental statistics: *frac*, β , *gmax*, $|k'|$, *MAD*, *DANG*, *n_{pTRM-checks}* (see the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014)).

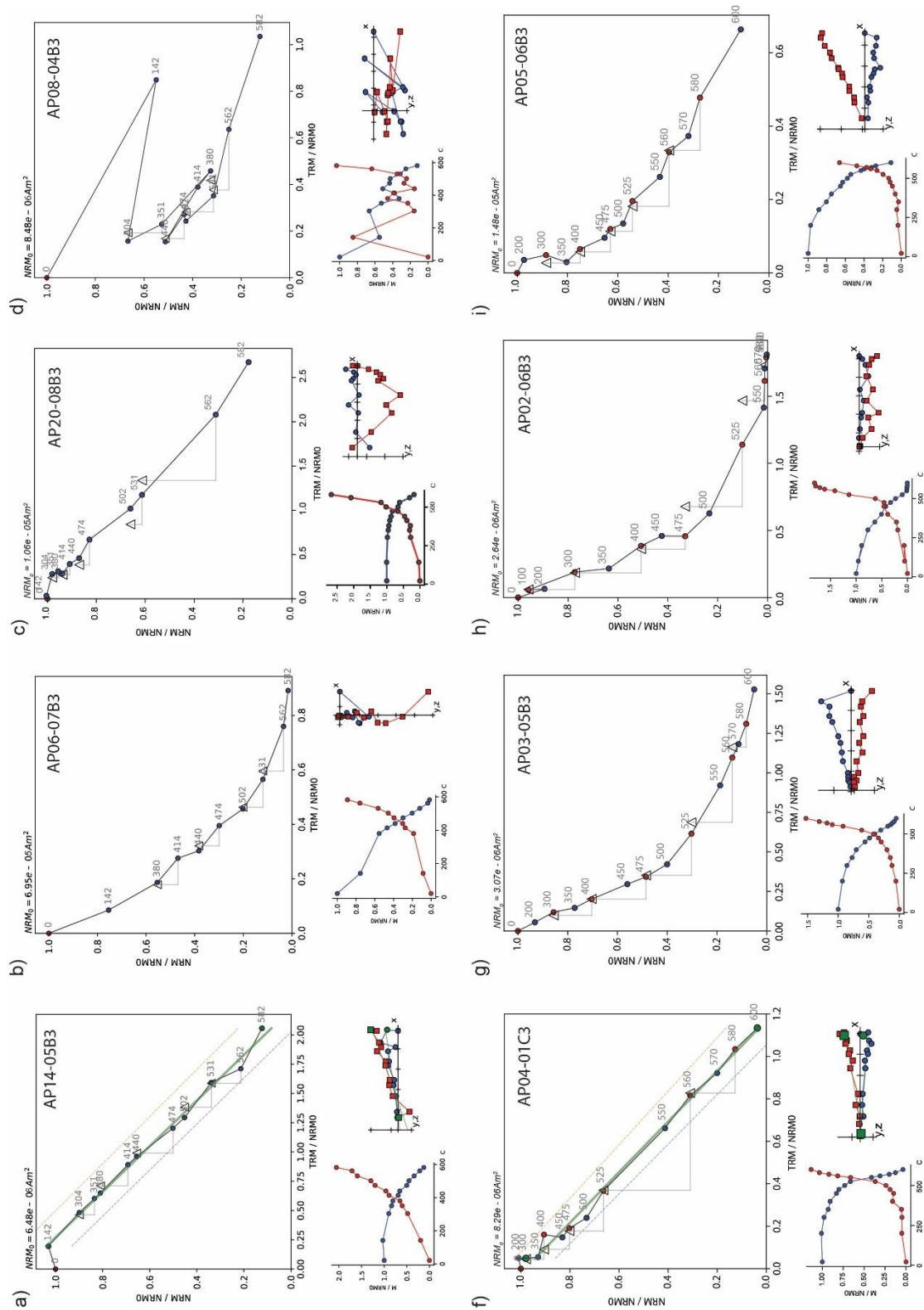


Figure 4: Representative Thellier-Thellier and IZZI experiments. Different behaviors are shown for TT (a-d) and IZZI (f-i): Successful determinations (a and e), passed the loose acceptance criteria and the best fit line is shown in solid green. The SCAT criterion is plotted as dotted lines, failing determination by the curvature (b and f), determination with magnetochemical alteration (c and f), no orientation kept during measurements (d), zig-zag behaviour of the MD (i). Upper figures are the Arai plots (Nagata et al., 1963). Lower-right ones are the Zijderveld plots (Zijderveld, 1967). The blue circles are horizontal projections of the zero field steps after adjusting the NRM value of x to be zero, red squares are the X,Z vertical projections. Lower-left figures are the magnetizations remaining (blue) and gained (red) at each temperature step.

A total of 55 mini-samples were subjected to the original paleointensity determination protocol proposed by Thellier and Thellier (1959). The samples were taken from all lava flows of the sequence. In most cases three determinations per flow were performed, except for those in which thermomagnetic curves of some specimens yielded two mineral phases (M and L type), in which less could be carried out. None of the experiments passed the strict CCRIT criteria (Table 1). Interestingly, the primary reason for failure of the Thellier-Thellier (TT) experiments for lava flows with successful IZZI experiments (see below) was curvature (the k' criterion of Paterson et al., 2014). The somewhat looser version RCRIT allowing slightly more scattered directions (because of the technical difficulties in maintaining specimen orientations in the laboratory, see Fig. 4d) and somewhat more curved results with a slightly lower fraction of remanence yielded four acceptable TT interpretations from lava flows AP04, AP14 and AP18 (Table 1.). Examples of representative experiments are shown in Figure 4.a, b, c and d.

A total of 100 specimens from all 20 flows that constitute the Apnia sequence were chosen for paleointensity experiments with the IZZI method (Yu et al., 2004). A minimum of two determinations per flow were performed, in some cases even from the same core, and depending on the sample availability, up to eight. Representative experiments are shown in Figure 4. A total of six specimens from three lava flows (AP04, AP14 and AP18) passed the CCRIT specimen level criteria. As the CCRIT criteria also require at least three specimens from each lava flow to pass and agree with one another within some tolerance, none of the experiments conducted here pass the strict CCRIT criteria. Using the looser version RCRIT, 41 specimens from ten lava flows (AP01, AP04, AP07, AP11, AP14, AP16, AP17, AP18, AP19 and AP20) (Table 1) yield acceptable paleointensity determinations.

There is no theoretical difference between the classical Thellier-Thellier and the IZZI methods. Under ideal conditions, both should yield identical answers and if the data are treated in a consistent manner, they can be combined at the site level and analyzed jointly. Therefore, we combined the two data sets and ran the Thellier GUI auto interpreter (Shaar and Tauxe, 2013) optimizing the standard deviation at the site level to choose from the acceptable interpretations. The only exception was flow AP16, in which, as explained below, results were interpreted manually. With this procedure, a total of eight sites passed, with a maximum standard deviation at the site level of 4.3 μT and three to eight acceptable specimens per flow (see Table 2).

site	age (Ma)	B (μT)	n_{SITE}	σ_{SITE} (μT)	σ_{SITE} (%)	VADM (ZAm^2)	σVADM (ZAm^2)
AP04	3.09	32.1	5	3.3	10.1	54.6	5.5
AP11	3.70	26.8	3	4.0	14.8	45.6	6.7
AP14	3.70	19.8	8	0.4	2.2	33.7	0.7
AP16	3.70	16.8	5	2.4	14.3	28.6	4.1
AP17	3.70	22.7	6	4.3	18.9	38.7	7.3
AP18	3.70	24.1	5	0.4	1.8	40.9	0.7
AP19	3.70	21.0	5	0.7	3.2	35.7	1.1
AP20	3.70	19.4	3	0.0	0.1	33.0	0.0

Table 2: Averaged paleointensity by lava flow results. *site*: Lava flow name. *age*: K-Ar date obtained from the flows AP01 and AP12. *B_{anc}*: Paleointensity value. σ_{site} : Standard deviation by site. *VADM*: Virtual axis dipole moment. *VDM*: Virtual dipole moment.

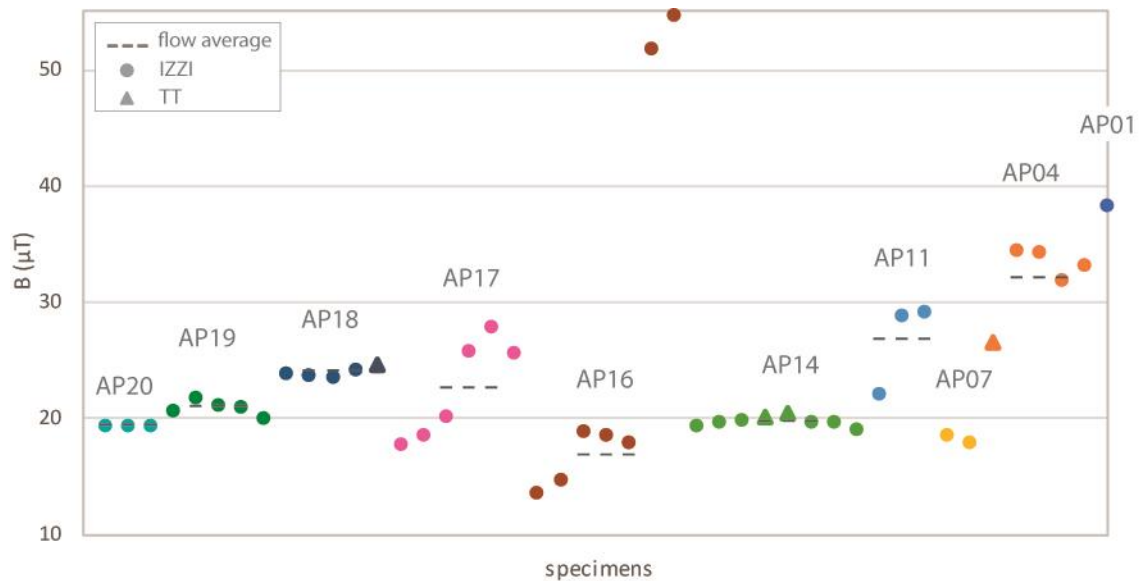


Figure 5: Plot of specimen data by lava flow. Triangles (circles) are the IZZI (Thellier-Thellier) results. Flow means are plotted as dotted lines.

6. Discussion

6.1. Data analysis

The analysis of paleointensity data can be very sensitive to interpretation, and for this reason a strict set of quality criteria has been applied automatically. However, there are cases in which it is necessary to perform an analysis “by hand” of the possible results, as long it is based on rigorous and objective criteria. This was the case of flow AP16. As mentioned in Section 5, the average for the AP16 flow has been calculated manually. This flow yields seven determinations that meet the relaxed selection criteria, but two of them show suspicious two-slope Arai plots and the paleointensity obtained is significantly greater than in other flows of the sequence. Therefore, these two determinations have been rejected. For the remaining determinations of the flow the interval of 350 to 600°C has been taken to optimize the adjustment to the requirements per site. On the other hand, AP17 shows a standard deviation of 4.3 μT , which corresponds to 18.9%. This high percentage is due to two differentiated groups of 3 specimens each, the first one around 27 μT and the second one around 18 μT . We have decided to take the average of all six determinations since they are of high quality and the result obtained is consistent with the results in whole sequence. Note also that AP04 displays one lower paleointensity of 26.6 μT which technically is included, but without it, the flow average would be reduced. Two flows, AP01 and AP07 yield valid data, but do not meet the minimum of three determinations per site, so that they have to be excluded. Finally, eight mean flow paleointensity values have been obtained from this work.

In comparison, the studies of absolute paleointensity on submarine basalts, which are cooled in a significantly shorter period of time than subaerial lava flows, show much less scattered results than our TT results (Tauxe et al., 2013).

In Section 5, problems in keeping some specimen orientations during TT experiments are mentioned. This resulted in MAD and DANG values in excess of even the relaxed thresholds for acceptance, so that finally only four TT determinations could be taken for the flow-averages.

6.2. Directional results vs. paleointensities

Paleomagnetic directions of the Apnia sequence show a (perhaps partial) polarity reversal, or a composite reversal (Sánchez-Moreno et al., 2018). According to radiometric ages (Lebedev et al., 2008), the sequence could record the reverse to normal C2Ar to C2An-3n (Gilbert-Gauss) reversal or its reverse lower part would correspond to chron C2Ar and the upper part to C2An-2n. The Apnia sequence is composed of two subsections recording different polarities which are not antipodal, separated by a single flow with a transitional direction (Fig. 2). Based on the analysis of paleomagnetic directions, virtual geomagnetic poles scatter and a few previously available paleointensity results (Calvo-Rathert et al., 2013), two differing though not excluding interpretations were proposed for the sequence (Sánchez-Moreno et al., 2018): A short recording time unable to average paleosecular variation and an anomalous EMF record. In the present study, paleointensity values between 16.8 and 26.8 μT in the lower reverse polarity section have been obtained, while a single determination in the upper normal-polarity section yields a higher single value of 32.1 μT . At present, the EMF intensity in Georgia is 49 μT under a stable magnetic field regime. On the other hand, there is a general agreement among the paleomagnetic community that during large deviations of the geomagnetic field from the axial dipole position the intensity decreases significantly (e.g., Laj and Channell, 2007). Another observed characteristic of polarity transitions is that their onset is first found in the intensity record and later in the directional one (e. g. Herrero-Bervera and Valet, 1999; Prévot et al., 1985). Considering these references, it is possible to interpret that the lower part of the Apnia sequence records the intensity drop, starting the reversal, whereas the upper section shows the recovery of the EMF intensity, after the reversal.

6.3. Global VADM during the 3-4 Ma

Flow-average paleointensities obtained range from 16.8 μT to 32.1 μT . Translating intensity values to virtual axial dipole moments (VADM), yields values between 28.6 and 54.6 ZAm^2 . The mean for the whole sequence is 38.9 ZAm^2 , which is half of the present VADM ($\sim 80 \text{ZAm}^2$).

Analysis of paleointensity results of stable polarity periods during the last 5 My have come to different conclusions. More recent studies suggest VADM averages of 55 ZAm^2 (Juárez and Tauxe, 2000) and 36 ZAm^2 in (Yamamoto and Tsunakawa, 2005). Cromwell et al. (2015b) obtain values of 47 ZAm^2 (Plio-Pleistocene), a similar value as that suggested by (Tauxe et al., 2004) for the Brunhes-Matuyama transition (49 ZAm^2) are obtained. On the other hand, older studies based on less restrictive selection criteria resulted in VADM values close to the present one (Goguitchaichvili et al., 1999; Heller et al., 2002; McFadden and McElhinny, 1982; Smirnov and Tarduno, 2003). For earlier and longer periods of time. VADM averages of 42-48 ZAm^2 for the 0-160 Ma range (Juárez et al., 1998; Tauxe, 2006; Tauxe et al., 2013), have been suggested while the older study of Tanaka et al. (1995b) estimated the average dipole moment for the last 20 Ma to be approximately 84 ZAm^2 . It should be noted that significantly lower values are found in the Mesozoic, during the so-called Mesozoic dipole low (Biggin and Thomas, 2003; Perrin and Shcherbakov, 1997; Prévot et al., 1990), which might reduce the average value in calculations including the last 160 or 300 My. The high temporal and spatial variability of the EMF makes it difficult to compare the results from the short sequence of Apnia, recording a period of less than 1 My on 40° latitude, with the results from different intervals of the database. On the other hand, if we separate the values obtained in the normal (upper) and reverse (lower) sequences, remembering that they are not antipodal and do not match the GAD, we obtain 54.6 and 36.6 ZAm^2 respectively. It can be observed

that the VADM of the lower part of Apnia, prior to the polarity change, is below the most recent estimates of the VADM median value calculated for the last 5 Ma, but comparable to those suggested by Lawrence et al. (2009) and Cromwell et al. (2015b) from high latitude sites.

The results, have also been compared with VADMs obtained in different locations for the 3 - 4 Ma age interval (PINT 2015.05, Biggin et al., 2010, which is the period covered by the emission of the whole Apnia sequence) (Table S1 and Fig. 6.). The data have been filtered allowing only paleointensities from Thellier-type methods with pTRM checks. The results from the Djavakheti Highland have been compared separately and show both higher and equivalent VADM values with respect to the present study. Calvo-Rathert et al. (2011) obtain an average VADM of 66 ZAm² (Table S1 and Fig. 6.a) on different sequences from the Djavakheti Highland and Calvo-Rathert et al. (2013) obtain results on some samples from the Apnia sequence, ranging between 29 and 130 ZAm² Goguitchaichvili et al. (2009) yield the lowest values ranging from 12 to 55 ZAm² and also Camps et al. (1996) obtain low VADMs between from 12 to 155 ZAm². The low intensities observed by Goguitchaichvili et al. (2009) and Camps et al. (1996) are related to the Gilbert-Gauss reversal, as are the data from the present study. 112 VADM data from locations outside Georgia have been extracted from the PINT15.05 database. Selected data from the different latitudes are scattered and biased (Table S1 and Fig. 6.b). Therefore, it is not possible to observe any correlation with the dataset obtained in this work.

For comparison, we downloaded the paleointensity measurements available in the MagIC database (www2.earthref.org/MagIC/search) for the age range 2.5-4.5 Ma (Lawrence et al., 2009; Tauxe, 2006; Tauxe et al., 2004; Tauxe and Staudigel, 2004) and reinterpreted them with the selection criteria set RCRIT, employed in the current study (Table S2). The number of results, as expected, are far fewer under these stricter criteria than in the original studies. The VADMs that pass our criteria have an average of 48.6 ZAm², higher than those obtained in the lower section of the Apnia sequence (36.6 ZAm²), prior to the polarity change. This is in agreement with the intensity drop observed at pre-transitional moments.

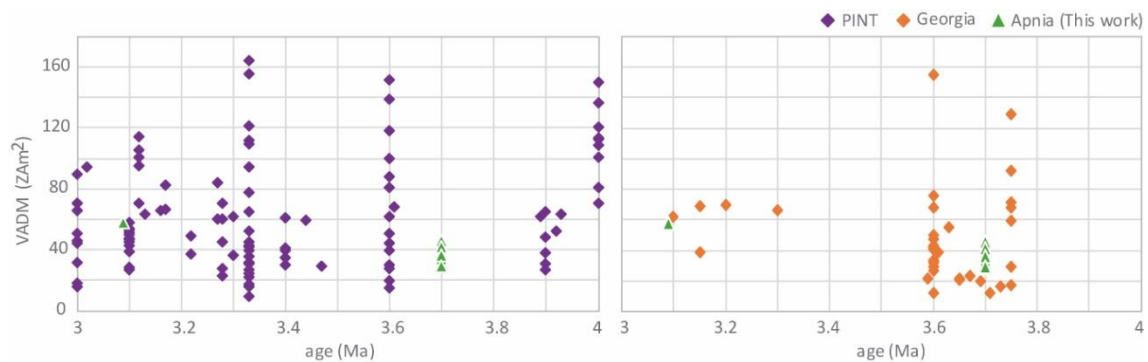


Figure 6. VADM calculated from paleointensities between 3 and 4 Ma (range of ages covered by the Apnia sequence), extracted from the PINT2015.05 database (Biggin et al., 2010). a) VADM from the Djavakheti Highland plotted together with Apnia results from the present study. b) VADM from different latitudes, excluding Georgia data, plotted together with Apnia results from the present study.

7. Conclusions

An absolute paleointensity determination study has been carried out on the Pliocene Apnia sequence composed of 20 lava flows. According to available radiometric ages, the sequence records the Gilbert-Gauss transition, although a composite transition record from chron C2Ar to subchron C2An-2n cannot be discarded. Paleomagnetic results from the lower reverse polarity Apnia section provide two different though not conflicting interpretations, a short recording time unable to average PSV and/or an anomalous EMF record. The upper section, on the other hand, is a clear record of an anomalous EMF moment (Sánchez-Moreno et al., 2018).

A total of 55 paleointensity determinations were carried out using the Thellier-Thellier method (Thellier and Thellier, 1959) and 100 with the IZZI method (Yu et al., 2004). 4 Thellier-Thellier determinations and 41 IZZI determinations pass a proposed set of selection criteria RCRIT (relaxed version of CCRIT (Tauxe et al., 2016)), although no one was able to meet the stricter original CCRIT set. The still stringent RCRIT set thus allowed a selection of 45 high quality and reliable paleointensity determinations.

Application of RCRIT criteria set at site level yields average paleointensity results in eight of the 20 studied lava flows. VADM values between 28.6 and 45.6 ZAm² have been obtained in the lower reverse section. The normal polarity upper stretch shows, however, a higher value of 54.6 ZAm². These values are well below the present-day dipole moment in Georgia (84 ZAm²) and the mean VADM obtained by Tanaka et al. (1995b) for the last 20 Myr. On the other hand, more recent studies using stricter criteria have obtained VADM averages for the last 5 Ma between 36 and 55 ZAm² (Juarez and Tauxe, 2000; Yamamoto and Tsunakawa, 2005) in agreement with those obtained in the present study in the Apnia sequence.

The relatively low paleointensity values obtained on the flows emitted before the lava recording a transitional polarity support that the reverse polarity section of the Apnia sequence is recording a transitional EMF intensity. These results illustrate that the paleointensity drops before a complete directional reversal. The higher value obtained after the reversal depicts the recovery of the EMF intensity, still within an anomalous regime. The data obtained are consistent with the observation that the intensity decreases significantly during polarity reversals (Laj and Channell, 2007) and that this decrease is observed before the onset of directional anomalies (e. g. Hill et al., 2005; Prévot et al., 1985b). The paleointensity recorded in the normal polarity upper section are slightly higher, probably showing a trend towards a more stable field regime. All results obtained in the Apnia sequence are below the present-day dipole moment in Georgia, probably reflecting an unstable field behavior throughout the sequence.

References

- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish J. Earth Sci. J. Earth Sci.* Copyr. ©TÜBİTAK 20, 489–544. doi:10.3906/yer-1005-11
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R., Davtyan, V., 2010. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 340, 393–408. doi:10.1144/sp340.17
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.* 107, 2300. doi:10.1029/2000JB000050
- Biggin, A.J., McCormack, A., Roberts, A., 2010. Paleointensity Database Updated and

- Upgraded. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 91, 15. doi:10.1029/2010EO020003
- Biggin, A.J., Thomas, D.N., 2003. Analysis of long-term variations in the geomagnetic poloidal field intensity and evaluation of their relationship with global geodynamics. *Geophys. J. Int.* 152, 392–415. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01849.x
- Calvo-Rathert, M., Bógalo, M.F., Gogichaishvili, A., Sologashvili, J., Vashakidze, G., 2013. New paleomagnetic and paleointensity data from Pliocene lava flows from the Lesser Caucasus. *J. Asian Earth Sci.* 73, 347–361. doi:10.1016/j.jseaes.2013.04.039
- Calvo-Rathert, M., Gogichaishvili, A., Vashakidze, G., Sologashvili, J., Calvo-Rathert, M., Gogichaishvili, A., Vashakidze, G., Sologashvili, J., 2015. New paleomagnetic and paleointensity data from Georgia (Caucasus): a review. *Latinmag Lett.* 5, 1–23.
- Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Bógalo, M.F., Vegas-Tubía, N., Carrancho, Á., Sologashvili, J., 2011. A paleomagnetic and paleointensity study on Pleistocene and Pliocene basaltic flows from the Djavakheti Highland (Southern Georgia, Caucasus). *Phys. Earth Planet. Inter.* 187, 212–224. doi:10.1016/j.pepi.2011.03.008
- Calvo-Rathert, M., Morales-Contreras, J., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A., 2016. A comparison of Thellier-type and multispecimen paleointensity determinations on Pleistocene and historical lava flows from Lanzarote (Canary Islands, Spain). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 3638–3654. doi:10.1002/2016GC006396
- Camps, P., Ruffet, G., Shcherbakov, V.P., Shcherbakova, V. V., Prévot, M., Moussine-Pouchkine, A., Sholpo, L., Goguitchaichvili, A., Asanidzé, B., 1996. Paleomagnetic and geochronological study of a geomagnetic field reversal or excursion recorded in pliocene volcanic rocks from Georgia (Lesser Caucasus). *Phys. Earth Planet. Inter.* 96, 41–59. doi:10.1016/0031-9201(95)03110-3
- Coe, R.S., 1967. Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 3247–3262. doi:10.1029/JZ072i012p03247
- Coe, R.S., Grommé, S., Mankinen, E.A., 1978. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 83, 1740–1756. doi:10.1029/JB083iB04p01740
- Cromwell, G., Tauxe, L., Halldórsson, S.A., 2015b. New paleointensity results from rapidly cooled Icelandic lavas: Implications for Arctic geomagnetic field strength. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 2913–2934. doi:10.1002/2014JB011828. Received
- Cromwell, G., Tauxe, L., Staudigel, H., Ron, H., 2015a. Paleointensity estimates from historic and modern Hawaiian lava flows using glassy basalt as a primary source material. *Phys. Earth Planet. Inter.* 241, 44–56. doi:10.1016/j.pepi.2014.12.007
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107, EPM4-1-EPM4-22. doi:10.1029/2001JB000486
- Goguitchaichvili, A., Calvo-Rathert, M., Sologashvili, J., Morales, J., Soler, A.M., Espinosa, M., 2001. A reconnaissance magnetostratigraphy of Georgian Plio-Quaternary volcanic provinces (southern Caucasus). *Geofis. Int.* 40, 111–119.
- Goguitchaichvili, A., Calvo, M., Sologashvili, D., Alva, L., Urrutia, J., Calvo-Rathert, M., Sologashvili, D., Alva, L., Urrutia, J., 2000. Palaeomagnetism of Georgian Plio-Quaternary volcanic provinces (Southern Caucasus): a pilot study. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 331, 683–690. doi:10.1016/S1251-8050(00)01471-3
- Goguitchaichvili, A., Cervantes, M.A., Rathert, M.C., Camps, P., Sologashvili, J., Maissuradze, G., 2009. Gilbert-Gauss geomagnetic reversal recorded in Pliocene volcanic sequences from Georgia (Lesser Caucasus): revisited. *Earth, Planets Sp.* 61, 71–81. doi:10.1186/BF03352886
- Goguitchaichvili, A.T., Prévot, M., Camps, P., 1999. No evidence for strong fields during the R3-N3 Icelandic geomagnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 167, 15–34. doi:10.1016/S0012-821X(99)00010-2

- Heller, R., Merrill, R.T., McFadden, P.L., 2002. The variation of intensity of earth's magnetic field with time. *Phys. Earth Planet. Inter.* 131, 237–249. doi:10.1016/S0031-9201(02)00038-9
- Herrero-Bervera, E., Valet, J.-P.P., 1999. Paleosecular variation during sequential geomagnetic reversals from Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 139–148. doi:10.1016/S0012-821X(99)00145-4
- Hill, M.J., Shaw, J., Herrero-Bervera, E., 2005. Paleointensity record through the Lower Mammoth reversal from the Waianae volcano, Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* 230, 255–272. doi:10.1016/j.epsl.2004.11.012
- Juarez, M.T., Tauxe, L., 2000. The intensity of the time-averaged geomagnetic field: the last 5 Myr. *Earth Pl. Sci. Lett.* 175, 169–180. doi:10.1016/S0012-821X(99)00306-4
- Juárez, M.T., Tauxe, L., Gee, J.S., Pick, T., 1998. The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years. *Nature* 394, 878–881. doi:10.1038/29746
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718. doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x
- Kissel, C., Laj, C., 2004. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores. *Phys. Earth Planet. Inter.* 147, 155–169. doi:10.1016/j.pepi.2004.06.010
- Laj, C., Channell, J.E.T., 2007. Geomagnetic Excursions, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 373–416. doi:10.1016/B978-044452748-6.00095-X
- Lawrence, K.P., Tauxe, L., Staudigel, H., Constable, C.G., Koppers, A., McIntosh, W., Johnson, C.L., 2009. Paleomagnetic field properties at high southern latitude. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 10. doi:10.1029/2008GC002072
- Lebedev, V.A., Bubnov, S.N., Dudauri, O.Z., Vashakidze, G.T., 2008. Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western part of the Dzhavakheti Highland. *Stratigr. Geol. Correl.* 16, 204–224. doi:10.1134/S0869593808020081
- Lebedev, V.A.A., 2015. Geological map of Javakheti volcanic area (Lesser Caucasus), 1/200000, (2015). doi:10.13140/RG.2.1.6102359.2169
- Lebedev, V.A.A., Chernyshev, I.V. V., Sharkov, E.V. V., 2011. Geochronological scale and evolution of late Cenozoic magmatism within the Caucasian segment of the alpine belt. *Dokl. Earth Sci.* 441, 521–526. doi:10.1134/S1028334X11120051
- Maisuradze, G.M., Kuloshvili, S.I., 1999. "Some Geological Problems of Late Volcanism in the Dzhavakheti Upland." *Tr. GIN AN Gruz. Nov. Ser.* 114, 220–228.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1982. Variations in the Geomagnetic Dipole 2: Statistical Analysis of VDMs for the Past 5 Million Years. *J. Geomagn. Geoelectr.* 34, 163–189. doi:10.5636/jgg.34.163
- Paterson, G.A., 2011. A simple test for the presence of multidomain behavior during paleointensity experiments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116, 1–12. doi:10.1029/2011JB008369
- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., Jonestrask, L.C., 2014. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 15, 1180–1192. doi:10.1002/2013GC005135
- Perrin, M., Shcherbakov, V., 1997. Paleointensity of the Earth's Magnetic Field for the Past 400 Ma: Evidence for a Dipole Structure during the Mesozoic Low. *J. Geomagn. Geoelectr.* 49, 601–614. doi:10.5636/jgg.49.601
- Prévot, M., Derder, M.E.-M., McWilliams, M., Thompson, J., 1990. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 129–139. doi:10.1016/0012-821X(90)90104-6
- Prévot, M., Mankinen, E.A., Coe, R.S., Grommé, C.S., 1985. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 90, 10417–10448.

- doi:10.1029/JB090iB12p10417
- Prevot, M., Mankinen, E.A., Gromme, C.S., Coe, R.S., 1985. How the geomagnetic field vector reverses polarity. *Nature* 316, 230–234. doi:10.1038/316230a0
- Riisager, J., Perrin, M., Riisager, P., Ruffet, G., 2000. Paleomagnetism, paleointensity and geochronology of Miocene basalts and baked sediments from Velay Oriental, French Massif Central. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 883–896. doi:10.1029/1999JB900337
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A Critical Appraisal of the “Day” Diagram. *J. Geophys. Res. Solid Earth*. doi:10.1002/2017JB015247
- Sánchez-Moreno, E.M., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Vashakidze, G.T., Lebedev, V.A., 2018. Evidence of Unusual Geomagnetic Regimes Recorded in Plio-Pleistocene Volcanic Sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 1–18. doi:10.1029/2017GC007358
- Selkin, P.A., Tauxe, L., 2000. Long-term variations in palaeointensity. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 358, 1065–1088. doi:10.1098/rsta.2000.0574
- Shaar, R., Tauxe, L., 2013. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 677–692. doi:10.1002/ggge.20062
- Smirnov, A. V., Tarduno, J.A., 2003. Magnetic hysteresis monitoring of Cretaceous submarine basaltic glass during Thellier paleointensity experiments: Evidence for alteration and attendant low field bias. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 571–585. doi:10.1016/S0012-821X(02)01123-8
- Tanaka, H., Kobayashi, T., 2003. Paleomagnetism of the late Quaternary Ontake Volcano, Japan: directions, intensities, and excursions. *Earth, Planets Sp.* 55, 189–202. doi:10.1186/BF03351748
- Tauxe, L., 2006. Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections. *Phys. Earth Planet. Inter.* 156, 223–241. doi:10.1016/j.pepi.2005.03.022
- Tauxe, L., Gans, P., Mankinen, E.A., 2004. Paleomagnetism and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from volcanics extruded during the Matuyama and Brunhes Chrons near McMurdo Sound, Antarctica. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, 1–20. doi:10.1029/2003GC000656
- Tauxe, L., Gee, J.S., Steiner, M.B., Staudigel, H., 2013. Paleointensity results from the Jurassic: New constraints from submarine basaltic glasses of ODP Site 801C. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 4718–4733. doi:10.1002/ggge.20282
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L., 2016. PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetics Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2450–2463. doi:10.1002/2016GC006307
- Tauxe, L., Staudigel, H., 2004. Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous normal superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, 223–241. doi:10.1029/2003GC000635
- Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- Yamamoto, Y., Tsunakawa, H., 2005. Geomagnetic field intensity during the last 5 Myr: LTD-DHT Shaw palaeointensities from volcanic rocks of the Society Islands, French Polynesia. *Geophys. J. Int.* 162, 79–114. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02651.x
- Yu, Y., Tauxe, L., 2005. Testing the IZZI protocol of geomagnetic field intensity determination. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 6. doi:10.1029/2004GC000840
- Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A., 2004. Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. doi:10.1029/2003GC000630

5.2.1. Supplementary material

Figures

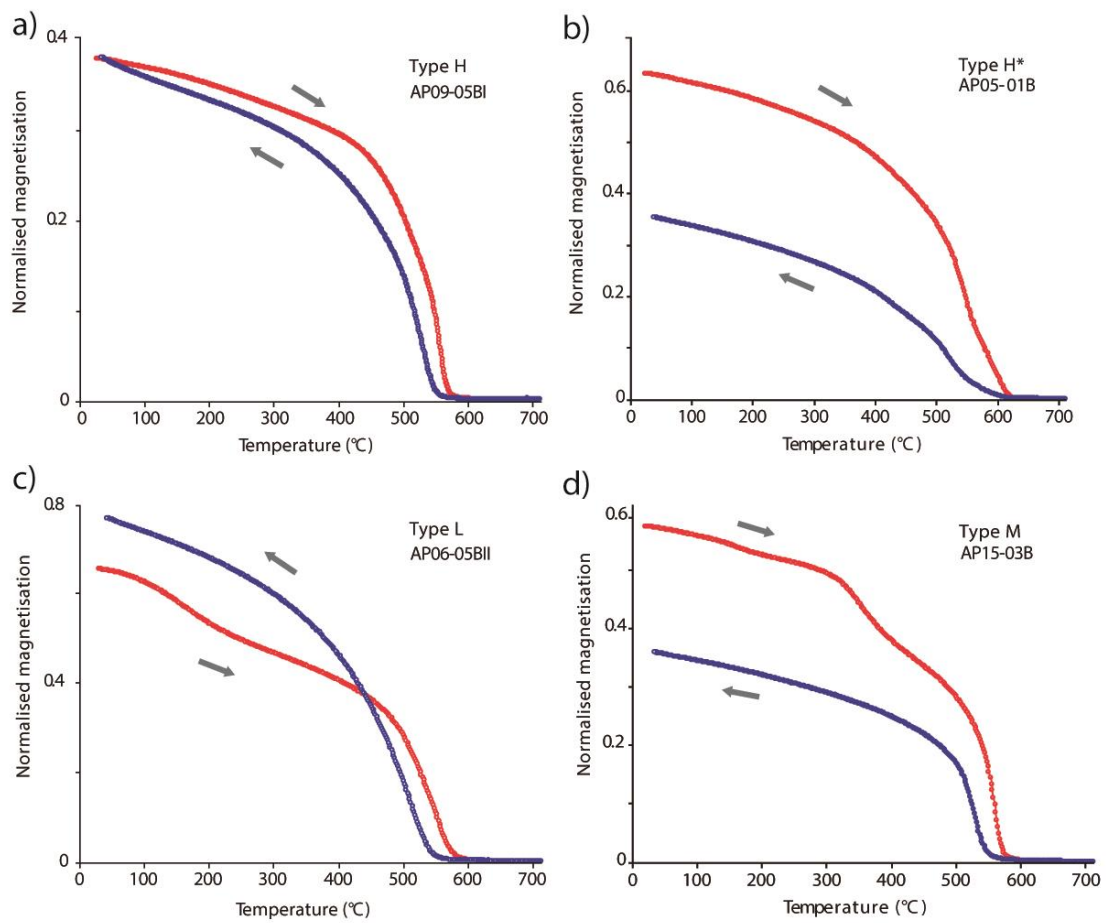


Figure S1. Normalized strong field magnetization versus temperature curves (M_s - T) of representative samples (Sánchez-Moreno et al., 2018). The arrows indicate the heating and cooling curves. Curve types are discussed in the text.

Tables

lat (°N)	VADM (ZAm ²)	age (Ma)	Ref.	lat (°N)	VADM (ZAm ²)	age (Ma)	Ref.
PINT 3-4 Ma T+				PINT 3-4 Ma T+			
21.40	50.28	3.00	Coe et al., 1984	21.25	30.21	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	89.63	3.00	Coe et al., 1984	21.25	42.46	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	15.30	3.00	Coe et al., 1984	21.25	77.7	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	17.49	3.00	Coe et al., 1984	21.25	39.4	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	19.67	3.60	Coe et al., 1984	21.25	155.4	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	50.28	3.60	Coe et al., 1984	21.25	120.8	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	87.44	3.60	Coe et al., 1984	21.25	111.6	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	43.72	3.60	Coe et al., 1984	21.25	109.4	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	45.91	3.00	Coe et al., 1984	21.25	41.59	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
36.90	48.39	3.90	Juarez and Tauxe 2000	21.25	15.54	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
36.90	30.47	3.90	Juarez and Tauxe 2000	21.25	31.08	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
36.90	26.89	3.90	Juarez and Tauxe 2000	21.25	26.7	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
36.90	37.64	3.90	Juarez and Tauxe 2000	21.25	164.2	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
9.00	29.95	3.40	Juarez and Tauxe 2000	21.25	94.12	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
9.00	34.94	3.40	Juarez and Tauxe 2000	21.25	45.09	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
23.00	51.40	3.10	Juarez and Tauxe 2000	21.25	35.46	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
23.00	53.54	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	61.58	3.60	Tauxe 2006
23.00	49.26	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	29.72	3.60	Tauxe 2006
23.00	57.82	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	14.5	3.60	Tauxe 2006
23.00	44.97	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	30.08	3.60	Tauxe 2006
23.00	42.83	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	27.39	3.60	Tauxe 2006
23.00	27.84	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	39.21	3.60	Tauxe 2006
23.00	51.40	3.10	Juarez and Tauxe 2000	-16.47	67.76	3.61	Yamamoto and Tsunakawa 2005
23.00	47.12	3.10	Juarez and Tauxe 2000	27.25	43.74	3.00	Morales et al., 2003
21.56	70.43	3.12	Laj et al., 2000	27.30	31.18	3.00	Morales et al., 2003
21.56	114.30	3.12	Laj et al., 2000	26.00	70.23	3.00	Morales et al., 2003
21.56	100.30	3.12	Laj et al., 2000	26.42	65.15	3.00	Morales et al., 2003
21.56	94.85	3.12	Laj et al., 2000	-78.21	59.51	3.44	Tauxe et al., 2004a
21.56	105.10	3.12	Laj et al., 2000	42.60	60.58	3.40	Tauxe et al., 2004b
21.56	63.01	3.13	Laj et al., 2000	-77.69	28.68	3.47	Lawrence et al., 2009
21.56	65.63	3.16	Laj et al., 2000	Georgia			
21.56	82.20	3.17	Laj et al., 2000	41.48	12.23	3.60	Camps et al., 1996
21.56	66.29	3.17	Laj et al., 2000	41.48	75.78	3.60	Camps et al., 1996
21.57	93.76	3.02	Laj et al., 2000	41.48	32.62	3.60	Camps et al., 1996
21.57	90.49	2.99	Laj et al., 2000	41.48	47.24	3.60	Camps et al., 1996
21.58	36.63	3.22	Laj et al., 2000	41.48	42.48	3.60	Camps et al., 1996
21.58	48.62	3.22	Laj et al., 2000	41.48	31.60	3.60	Camps et al., 1996
21.49	62.88	3.93	Laj et al., 2000	41.48	40.61	3.60	Camps et al., 1996
21.49	52.18	3.92	Laj et al., 2000	41.48	27.02	3.60	Camps et al., 1996
21.49	64.41	3.90	Laj et al., 2000	41.48	33.13	3.60	Camps et al., 1996
21.49	61.79	3.89	Laj et al., 2000	41.48	43.33	3.60	Camps et al., 1996
21.44	60.33	3.27	Laj et al., 2000	41.48	155.10	3.60	Camps et al., 1996
21.44	83.94	3.27	Laj et al., 2000	41.48	29.23	3.60	Camps et al., 1996
21.44	44.81	3.28	Laj et al., 2000	41.48	68.31	3.60	Camps et al., 1996
21.44	36.07	3.30	Laj et al., 2000	41.48	31.60	3.60	Camps et al., 1996
21.44	61.43	3.30	Laj et al., 2000	41.48	33.47	3.60	Camps et al., 1996
21.49	22.49	3.28	Laj et al., 2000	41.48	29.23	3.60	Camps et al., 1996
21.49	60.04	3.28	Laj et al., 2000	41.48	41.29	3.60	Camps et al., 1996
21.49	27.73	3.28	Laj et al., 2000	41.48	49.79	3.60	Camps et al., 1996
21.49	70.52	3.28	Laj et al., 2000	41.48	42.82	3.60	Camps et al., 1996
23.00	53.11	3.10	Tauxe 2006	41.43	62.05	3.10	Calvo-Rathert et al., 2011
23.00	46.47	3.10	Tauxe 2006	41.43	69.54	3.20	Calvo-Rathert et al., 2011

23.00	38.55	3.10	Tauxe 2006	41.43	66.82	3.30	Calvo-Rathert et al., 2011
23.00	27.84	3.10	Tauxe 2006	41.37	129.50	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
23.00	26.98	3.10	Tauxe 2006	41.37	59.54	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
23.00	50.97	3.10	Tauxe 2006	41.37	71.45	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
2.00	49.56	3.10	Tauxe 2006	41.37	29.43	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	136.10	4.00	Bogue and Paul 1993	41.37	67.71	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	113.50	4.00	Bogue and Paul 1993	41.37	92.38	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	100.70	4.00	Bogue and Paul 1993	41.46	38.58	3.15	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	108.80	4.00	Bogue and Paul 1993	41.46	68.83	3.15	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	80.64	4.00	Bogue and Paul 1993	41.48	17.33	3.75	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	120.70	4.00	Bogue and Paul 1993	41.48	16.65	3.73	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	112.40	4.00	Bogue and Paul 1993	41.48	11.89	3.71	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	150.00	4.00	Bogue and Paul 1993	41.48	20.90	3.65	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	108.30	4.00	Bogue and Paul 1993	41.47	19.71	3.69	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	70.05	4.00	Bogue and Paul 1993	41.47	23.11	3.67	Goguitchaichvili et al., 2009
9.00	40.93	3.40	Tauxe 2006	41.47	21.75	3.65	Goguitchaichvili et al., 2009
9.00	39.19	3.40	Tauxe 2006	41.47	55.06	3.63	Goguitchaichvili et al., 2009
17.91	42.46	3.70	Tauxe 2006	41.47	38.75	3.61	Goguitchaichvili et al., 2009
21.25	151.70	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.47	21.75	3.59	Goguitchaichvili et al., 2009
21.25	138.80	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	Apnia			
21.25	100.00	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	54.63	3.09	This work
21.25	80.98	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	45.59	3.70	This work
21.25	118.20	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	33.70	3.70	This work
21.25	21.89	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	28.58	3.70	This work
21.25	24.51	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	38.67	3.70	This work
21.25	26.48	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	40.92	3.70	This work
21.25	64.79	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	35.73	3.70	This work
21.25	51.66	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	32.99	3.70	This work
21.25	16.85	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	Georgia present EMF intensity			
21.25	8.97	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	83.70	0.00	

Table S1. VADM calculated from the paleointensities between 3 and 4 Ma (age covered by Apnia sequence) extracted from the PINT2015.05 database (Biggin et al., 2010).

lat (N°)	VADM (ZAm ²)	age (Ma)	ref.	site
23.0	42.2	3.10	Tauxe (2006)	0474a
-47.0	26.4	2.80	Tauxe (2006)	0862a
-78.2	59.3	2.50	Tauxe et al. (2004a)	mc21
-78.3	52.7	2.50	Tauxe et al. (2004a)	mc30
-78.4	77.9	4.47	Tauxe et al. (2004a)	mc37
45.0	64.9	3.40	Tauxe et al. (2004b)	sr01
-78.2	37.8	2.51	Lawrence et al. (2009)	mc121
-78.2	46.4	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc128
-78.2	21.8	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc131
-78.2	4.7	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc132
-78.2	59.3	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc21
-77.2	55.5	2.50	Lawrence et al. (2009)	mc214
-78.3	56.1	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc30
-78.4	46.0	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc32
-78.4	77.9	4.47	Lawrence et al. (2009)	mc37

Table S2. VADM calculated from the paleointensities between 2.5 and 4.5 Ma extracted from the MagIC database and interpreted by the RCCRIT set of selection criteria.

SelectionCriteria

July 7, 2018

```
In [1]: import numpy as np
import pandas as pd
import matplotlib.pyplot as plt
%matplotlib inline
```

This notebook uses the test data set compiled for Tauxe et al. (2016, doi:10.1029/2003GC000635) to test the reliability of the RCRIT selection criteria as compared to the preferred CCRIT criteria advocated by Tauxe et al. (2016).

Download the data from the MagIC database using the doi search and unpack it with the PmagPy program **pmag_gui.py** (see installation instructions at <https://earthref.org/PmagPy/cookbook>).

Run `thellier_gui` from the command line, importing first the CCRIT (`ccrit_criteria.txt`) and then the "relaxed CCRIT" (`rcrit_criteria.txt`).

Move the `thellier_autointerprer` and exported MagIC files into the folders `CCRIT_Results` and `RCRIT_Results`.

Import two data sets (CCRIT versus RCRIT).

```
In [26]: # Read in the data from the PmagPy paper.
data=pd.read_csv('PmagPy_2016.txt',sep='\t',header=0)
```

0.1 Monte Carlo simulation

Here we read in the specimen results, and pair them with the expected values.

```
In [7]: # read in interpretations that pass RCRIT
Rspec_data=pd.read_csv('RCRIT_Results/pmag_specimens.txt',sep='\t',header=1)
Rspec_data['specimen_int_uT']=Rspec_data['specimen_int']*1e6
Rspec_data=Rspec_data[['er_specimen_name','specimen_int_uT']]
spec_info=pd.read_csv('RCRIT_results/pmag_specimens.txt',sep='\t',header=1)
spec_info['site']=spec_info['er_site_name']
spec_info=spec_info[['er_specimen_name','site']]
Rspec_data=Rspec_data.merge(right=spec_info,on='er_specimen_name',how='left')
Rspec_data.loc[Rspec_data['site']=='rs25','site']='RS25'
Rspec_data.loc[Rspec_data['site']=='rs26','site']='RS26'
Rspec_data.loc[Rspec_data['site']=='rs27','site']='RS27'
Rspec_data.loc[Rspec_data['site']=='remag-rs62','site']='RS62'
Rspec_data.loc[Rspec_data['site']=='remag-rs63','site']='RS63'

Rspec_data=Rspec_data.merge(right=data,on='site',how='left')
```

```

In [8]: # same for CCRIT
Cspec_data=pd.read_csv('CCRIT_Results/pmag_specimens.txt',sep='\t',header=1)
Cspec_data['specimen_int_uT']=Cspec_data['specimen_int']*1e6
Cspec_data=Cspec_data[['er_specimen_name', 'specimen_int_uT']]
spec_info=pd.read_csv('CCRIT_results/pmag_specimens.txt',sep='\t',header=1)
spec_info['site']=spec_info['er_site_name']
spec_info=spec_info[['er_specimen_name', 'site']]
Cspec_data=Cspec_data.merge(right=spec_info,on='er_specimen_name',how='left')

Cspec_data.loc[Cspec_data['site']=='rs25', 'site']='RS25'
Cspec_data.loc[Cspec_data['site']=='rs26', 'site']='RS26'
Cspec_data.loc[Cspec_data['site']=='rs27', 'site']='RS27'
Cspec_data.loc[Cspec_data['site']=='remag-rs62', 'site']='RS62'
Cspec_data.loc[Cspec_data['site']=='remag-rs63', 'site']='RS63'
Cspec_data=Cspec_data.merge(right=data,on='site',how='left')

In [19]: nsim=1000 # number of Monte Carlo simulations
Rsite_means,RBexp,Csite_means,CBexp=[], [], [], []
Cdiffs,Rdiffs=[], []
for site in sites: # step through each "site"
    Rsite_df=Rspec_data[Rspec_data.site.str.contains(site)] # select the site level data
    Csite_df=Cspec_data[Cspec_data.site.str.contains(site)]
    for i in range(nsim): # step through the simulations
        if Rsite_df.site.values.shape[0]>=3:
            ps_site_df=Rsite_df.sample(3) # pick out three of possible interpretations
            # test if they "pass"
            if (ps_site_df.specimen_int_uT.std()<=6) or (100*ps_site_df.specimen_int_uT.s
                Rsite_means.append(ps_site_df.specimen_int_uT.mean())
                RBexp.append(ps_site_df.B_exp.mean())
                Rdiffs.append(Rsite_means[-1]-RBexp[-1])
        # same for CCRIT results
        if Csite_df.site.values.shape[0]>=3:
            ps_site_df=Csite_df.sample(3) # pick out three of possible interpretations
            if ps_site_df.specimen_int_uT.std()<=4 or (100*ps_site_df.specimen_int_uT.s
                Csite_means.append(ps_site_df.specimen_int_uT.mean())
                CBexp.append(ps_site_df.B_exp.mean())
                Cdiffs.append(Csite_means[-1]-CBexp[-1])

In [20]: # calculate some statistics
Ccrit_coeffs=np.polyfit(CBexp,Csite_means,1)
Ccrit_Rsquare=np.corrcoef(CBexp,Csite_means)[0,1]**2
Ccrit_line=np.polyval(Ccrit_coeffs,[20,100])
Rcrit_coeffs=np.polyfit(RBexp,Rsite_means,1)
Rcrit_Rsquare=np.corrcoef(RBexp,Rsite_means)[0,1]**2
Rcrit_line=np.polyval(Rcrit_coeffs,[20,100])

print (Ccrit_coeffs,Ccrit_Rsquare) # slope, intercept and R^2 value
print (Rcrit_coeffs,Rcrit_Rsquare)

```

```
[ 0.91670929  2.26366667] 0.940190381791
[ 0.87054568  3.7516633 ] 0.91703633726
```

0.2 Plots!

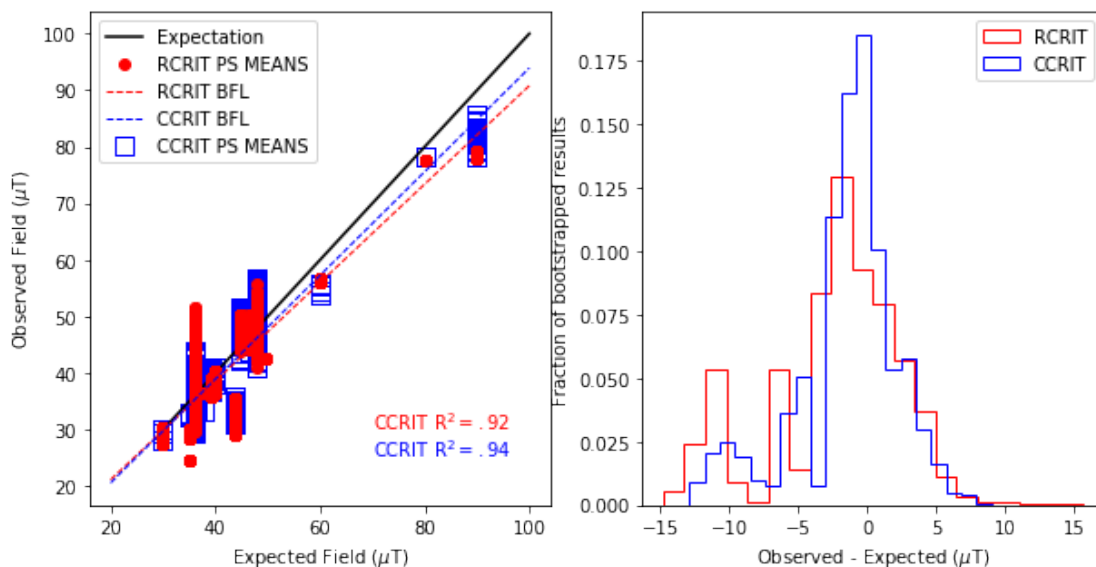
Here we plot the expected versus calculated results from the Monte Carlo simulation

```
In [24]: fig=plt.figure(1,(10,5))
fig.add_subplot(121)
plt.plot([30,100],[30,100],'k-',label='Expectation')

plt.plot(RBexp,Rsite_means,'ro',label='RCRIT PS MEANS')
plt.scatter(CBexp,Csite_means,marker='s',facecolor='None',edgecolor='blue',s=100,label=
plt.plot([20,100],Rcrit_line,'r--',linewidth=1,label='RCRIT BFL')
plt.plot([20,100],Ccrit_line,'b--',linewidth=1,label='CCRIT BFL')

plt.legend()
plt.xlabel(r'Expected Field ($\mu T$)')
plt.ylabel(r'Observed Field ($\mu T$)')
plt.text(70,30,r'CCRIT R$^2$=.92$',color='red')
plt.text(70,25,r'CCRIT R$^2$=.94$',color='blue')
fig.add_subplot(122)

plt.hist(Rdiffs,histtype='step',bins=20,color='red',normed=True,label='RCRIT');
plt.hist(Cdiffs,histtype='step',bins=20,color='blue',normed=True,label='CCRIT');
plt.xlabel(r'Observed - Expected ($\mu T$)')
plt.ylabel('Fraction of bootstrapped results')
plt.legend()
plt.savefig('../PI_Apnia1/fig&tab/FIG.3_CCRITvRCRIT.jpg');
```



```
In [22]: Rdiffs=np.array(Rdiffs)
         Cdiffs=np.array(Cdiffs)
         print ('median difference: ',np.median(Rdiffs),'spread: ',Rdiffs.min(),Rdiffs.max())
         print ('median difference: ',np.median(Cdiffs),'spread: ',Cdiffs.min(),Cdiffs.max())

median difference:  -2.0 spread:  -14.8 15.5333333333
median difference:  -0.9 spread:  -12.9 8.9666666667
```

5.3. NEW HIGH QUALITY ABSOLUTE PALEOINTENSITIES FROM THE PLIO- PLEISTOCENE KORKHI SEQUENCE IN SOUTHERN GEORGIA

In collaboration with: Manuel Calvo-Rathert, Avto Goguitchaichvili, Lisa Tauxe, George T. Vashakidze, Vladimir A. Lebedev

Key words: Paleointensity, quality selection criteria CCRIT, polarity transitional, lava flow sequence, Plio-Pleistocene

Abstract

The Plio-Pleistocene Korkhi sequence (Djavakheti Highland, Georgia), comprised of 27 lava flows, has been subjected to absolute paleointensity determinations with two Thellier-type methods. The sequence is divided into two sub-sequences of different ages. The Lower-Korkhi subsequence consists of 17 lava flows and has a K-Ar age of approximately 3 Ma. The Upper-Korkhi consists of 10 lava flows and has a K-Ar age of ~1.85 Ma. A previous study on paleomagnetic directions points towards a normal polarity interval record reflecting a stable stage of the Earth's magnetic field for the lower section and a record of reverse to intermediate polarities depicting a transitional field period for the upper one.

Paleointensity determinations with the original Thellier-Thellier method (Thellier and Thellier, 1959) were performed on 53 specimens from 23 different flows and with the IZZI method (Yu et al., 2004) on 118 specimens from 20 different flows. After application of the CCRIT quality criteria set (Tauxe et al., 2016) and a relaxed version RCRIT, average paleointensities have been obtained for three flows in the Lower-Korkhi subsequence.

VADM values calculated in the Lower-Korkhi range between 27.4 to 49.8 ZAm², which is well below the present-day axial dipole moment (83.9 ZAm²) and are instead consistent with the long term median value of 42 ZAm² (Juarez et al., 1998). This interpretation is supported by the fact that the lower sequence has uniformly normal polarity lava flows with an average intensity equivalent to a VADM of ~41.1 ZAm². No results passed our criteria from the upper subsequence.

1. Introduction

Over the last two decades the number of paleointensity studies restricted to the exclusive use of ideal data has increased. These tend to show average values of the virtual axial dipolar moment (VADM) of approximately half of the present value (~80 ZAm²), together with paleomagnetic directions that fit a geocentric axial dipole (GAD) geometry. Juárez et al. (1998) and Tauxe (2006) obtained values of 42 and 48 ZAm² for the past 160 Ma, respectively. Selkin and Tauxe (2000) span a wider range of 300 Ma that produce a value of 46 ZAm². Tauxe et al. (2013) suggested ~ 2.8 ZAm² for the past 140 Ma. If we look at the results for the last 5 Ma, which correspond to a shorter time interval nearer to the present-day, Juárez and Tauxe (2000) found an average dipolar moment of 55 ZAm². Studies conducted in Icelandic (Cromwell et al., 2015b) and Antarctic (Lawrence et al., 2009) lavas, for the last 5 Myr, reveal values of 47 and 41 ZAm², which, together with a study of lavas located on the Galapagos Islands (Wang et al., 2015) yield a mean VADM

of 56 ZAm². Therefore, an approximate average of 48 ZAm² is obtained from these three results, according to the values of the weak average strength of the Earth's magnetic field, proposed by other authors (e. g. Juárez et al., 1998; Tauxe, 2006).

On the other hand, several studies based on less restrictive selection criteria yield VADM values near the present dipole moment (Heller et al., 2002; McFadden and McElhinny, 1982; Smirnov and Tarduno, 2003). Valet et al. (2005) calculate from the 2004 updated volcanic database, a time-averaged VADM for the past 0.8 Myr of 75 ZAm². Using this value for calibration of globally distributed relative paleointensity records, they obtained a dipole oscillating around 75 ZAm² during the Brunhes chron and around a significantly lower value of 53 ZAm² during the previous 400 kyr. Tanaka et al. (1995) also estimated the average dipole moment on 84 ZAm² for the last 20 Myr. Therefore, it appears that additional data, particularly from mid-latitudes are needed to resolve this issue.

Volcanics cool through a range of blocking temperatures, in which the primary NRM is acquired as a thermoremanent magnetization (TRM). Therefore, they provide a suitable record for obtaining absolute paleointensities as remanence acquisition can be reproduced in the laboratory. The acquisition time is short (hours to weeks) compared with secular variation (decades to millennia); consequently, each lava provides a spot reading of the Earth's magnetic field (EMF). In addition, having sequences of consecutive flows provides a record of sequential snapshots of the EMF which can be quasi-continuous in time.

In the present study, we analyze the paleointensity of the Korkhi sequence, which is comprised of two subsequences of 17 and 10 lavas flows in the Lower-Korkhi and Upper-Korkhi subsequences respectively. The sequence is located southwest of the Djavakheti Highland, in the Lesser Caucasus (southern part of Republic of Georgia) (Fig. 1). The lower and upper subsequences yield K-Ar ages of approximately 3 Ma and 1.85 Ma respectively (Sánchez-Moreno et al., 2018). Paleomagnetic directions in the Lower-Korkhi subsequence show a record of a normal polarity interval correlated with the Gauss chron (chron C2A) reflecting a stable stage of the EMF (Sánchez-Moreno et al., 2018) (Fig. 2). The Upper-Korkhi directional data record shows a reverse-intermediate polarity interval, suggesting a portion of a transitional period, which could be either C2r-1r to Olduvai or Olduvai to C1r-2r (Sánchez-Moreno et al., 2018) (Fig. 2).

A study including both Thellier-Thellier (TT) (Thellier and Thellier, 1959) and IZZI (Yu et al., 2004) paleointensity determinations has been carried out on both subsequences. In order to achieve high-reliability paleointensities and performing objective interpretations, we used the strict set of quality criteria of Cromwell et al. (2015), referred to as CCRIT by Tauxe et al. (2016) and a somewhat more "relaxed" version of them called RCRT. Both criteria set has been applied to a data set from specimens that cooled in a historical or laboratory field (Tauxe et al., 2016) to test them.

2. Geologic background

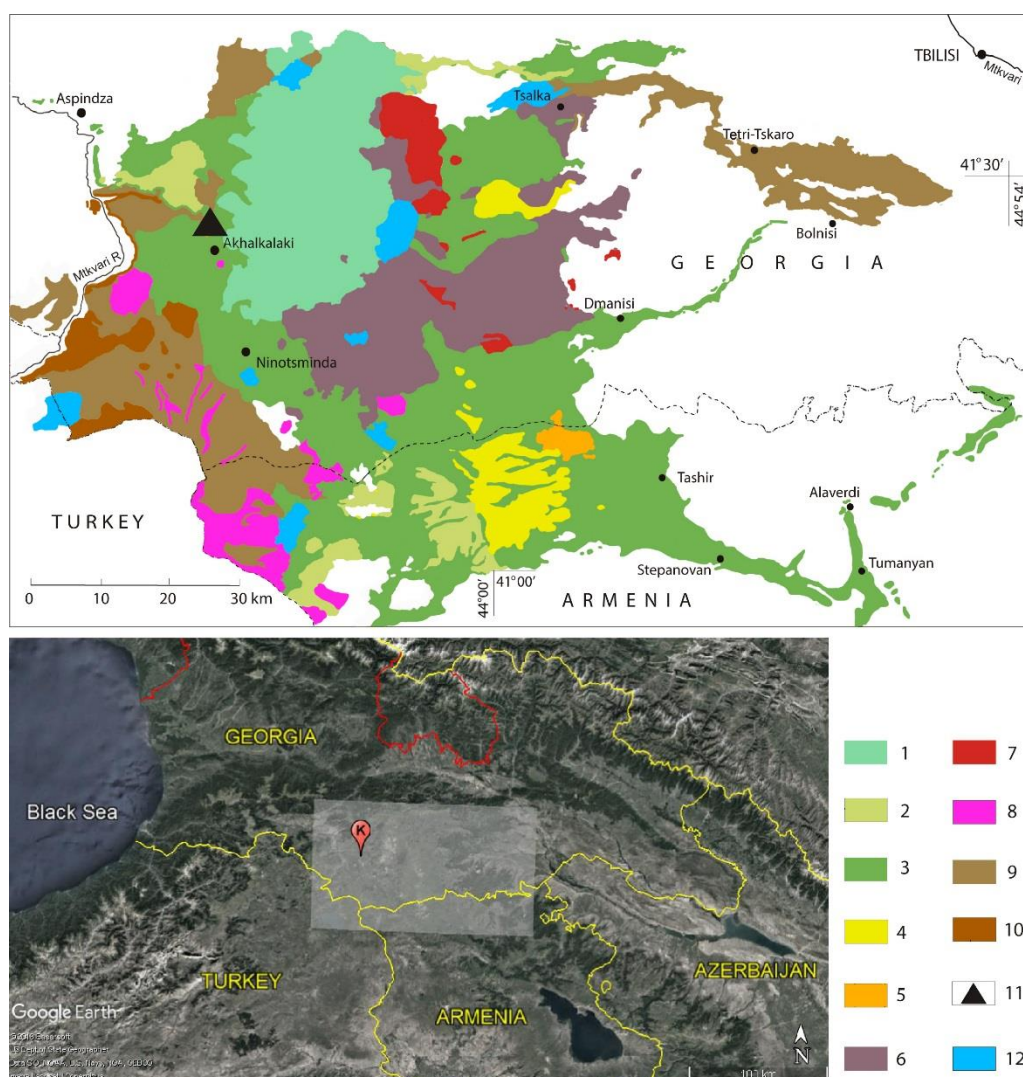


Figure 1. Schematic geological map of the Plio-Pleistocene magmatism in the Djavakheti Highland (Lesser Caucasus) showing lava flow sequences sampled in the present study (Lebedev, 2015; Lebedev et al., 2008). 1 - Quaternary volcanic rocks (andesites and dacites) of the Samsari ridge (800 – 0 ka); 2-10 Pliocene – Early Quaternary volcanic rocks of Akhalkalaki formation: 2 - Basic lavas (1.75 – 1.40 Ma), 3 - Basic lavas (2.15 – 1.95 Ma), 4 - Later dacites and rhyolites of the Javakheti ridge (2.25 Ma), 5 - Hyalodacite (2.5 Ma), 6 - Basic lavas (2.65 – 2.45 Ma), 7 - Earlier rhyolites and dacites of the Djavakheti ridge (2.85 – 2.6 Ma), 8 - Dacites of the SW part of Djavakheti highland (3.15 – 3.11 Ma), 9 - Basic lavas (3.22 – 3.04 Ma), 10 - Basic lavas (3.75 – 3.55 Ma); 11 - Sampled lava flow sequence of Korkhi; 12 - Lakes. Location map from Google Earth: Image Landsat/Copernicus © 2018 Basarsoft, US Dept. of State Geographer.

The Djavakheti Highland volcanic region is a vast plateau which, together with the Armenian highlands, originated with the magmatic activity of the still active Arabian-Eurasian plate collision. Three phases of volcanism have been differentiated in the Lesser Caucasus segment of the Alpine fold-belt during the post-collisional stage. The last phase spans from the upper Pliocene to Holocene (see Adamia et al., 2011; Lebedev et al., 2011, as recent reviews). This volcanism resulted in sequences of numerous consecutive lava flows that cover tens of kilometers of length, filling paleovalleys with flow sequences of tens of meters of thickness. These sequences represent an excellent source of magnetic field records.

The present study targeted the Korkhi sequence. Korkhi is located on the western sector of the Djavakheti Highland (41°27'31"N, 43°27'55"E) (Fig. 1). It is comprised of 27 basaltic andesite lava flows separated into two sub-sequences by an erosional surface. The first sub-sequence, called Lower-Korkhi spans the first 17 flows with K-Ar ages between 3.11 ± 0.20 Ma (flow KR17) and 3.08 ± 0.09 Ma (flow KR05) (Sánchez-Moreno et al., 2018). The second sub-sequence, Upper-Korkhi, has 10 lava flows. Dating of the KR27 flow yielded a K-Ar age of 1.85 ± 0.08 Ma, (Sánchez-Moreno et al., 2018). Two of the Upper-Korkhi flows are not *in situ* (KR21 and KR23). The sequence was sampled with a portable water-cooled drill and directly oriented in the field with both a solar and a magnetic compass and an inclinometer.

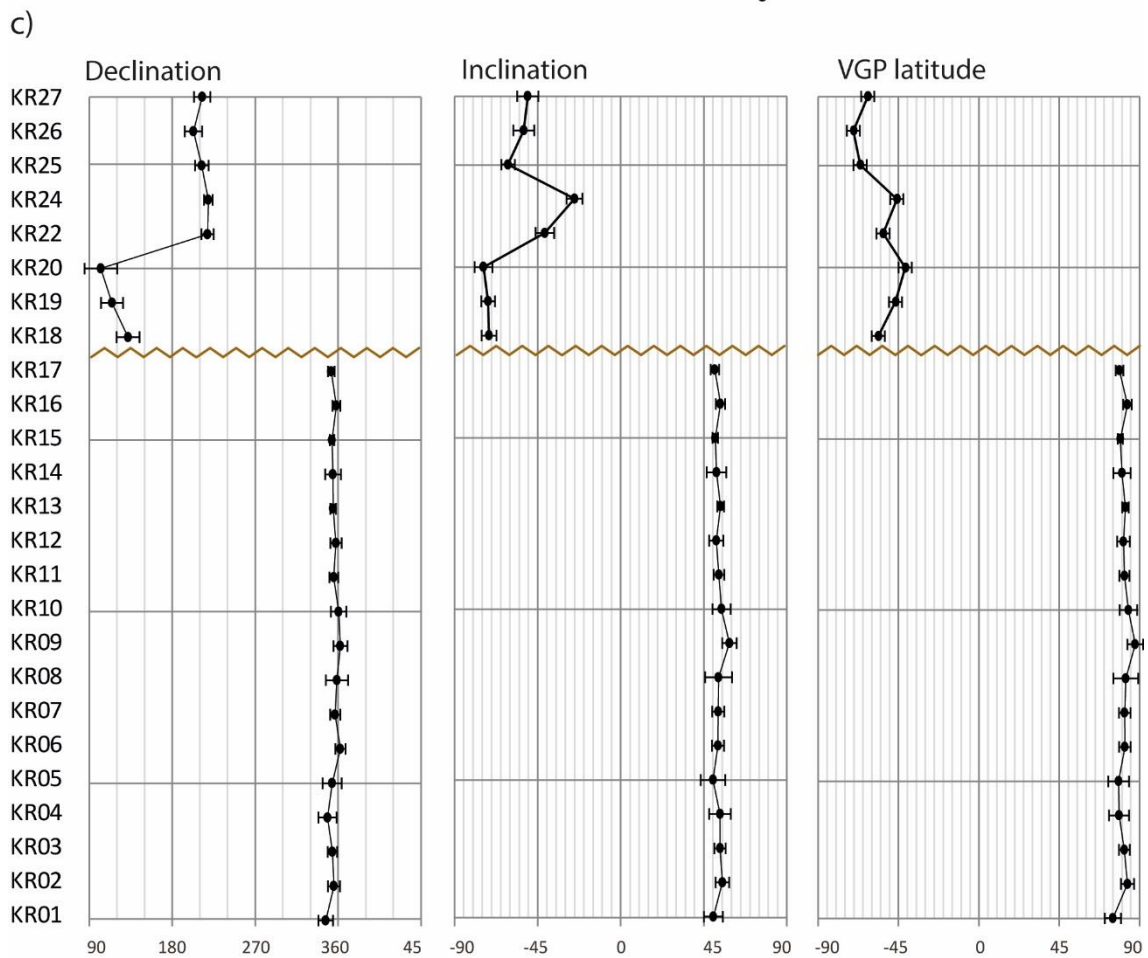
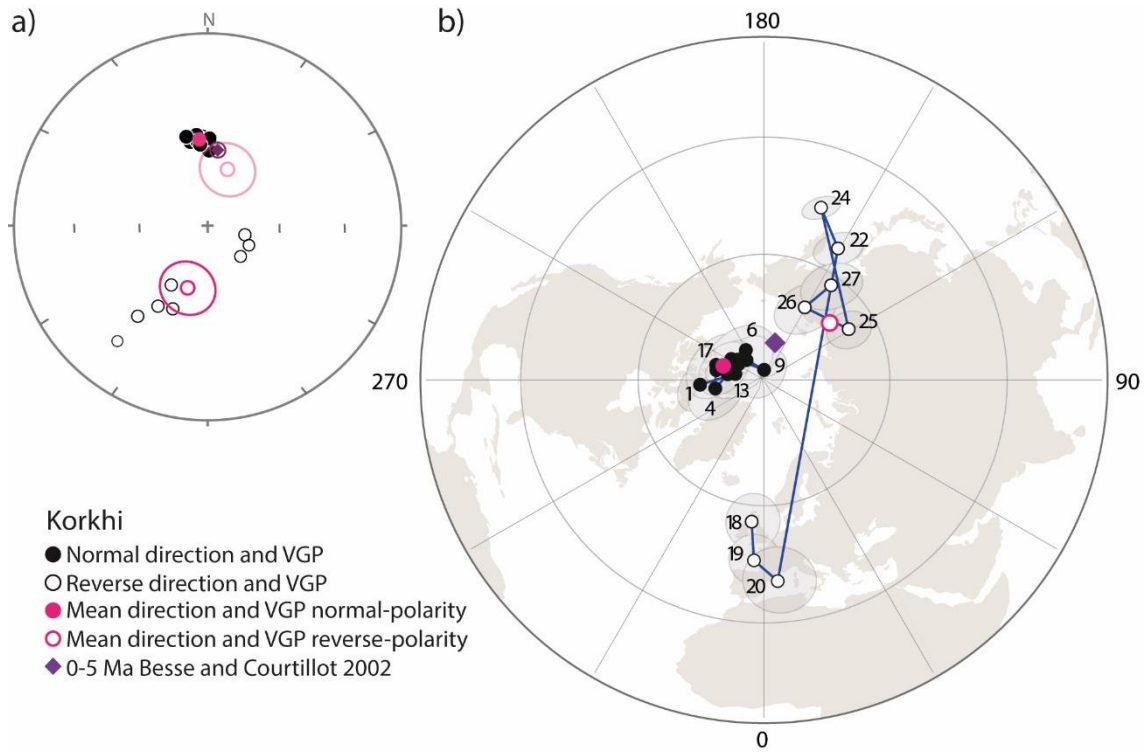
3. Rock-magnetism and paleomagnetic directions

The main carriers of the remanent magnetization of the Korkhi flows are titanomagnetites with different contents of titanium. Strong field magnetization versus temperature (Ms-T) curves show that 61% of the samples display quasi-reversibility and may be suitable for paleointensity experiments (Fig. S1, Types H and H*). More details about rock-magnetism experiments performed on the Korkhi sequence can be found in Sánchez-Moreno et al. (2018).

Analysis of paleomagnetic directions (Sánchez-Moreno et al., 2018) yielded 17 normal polarity flows with VGP latitudes between 75° and 88° in the Lower-Korkhi sub-sequence. Their mean paleomagnetic pole does not agree with the expected one (Besse and Courtillot, 2002), showing an angular difference of 7.1° (Fig. 2). Significant tectonic rotations have been ruled out, and analysis of VGP scatter suggests that the lower Korkhi section records a short emission interval in which PSV is not averaged. Paleomagnetic results and K-Ar data thus seem to point towards Lower-Korkhi recording a normal polarity interval within the Gauss chron, reflecting a stable stage of the EMF.

The eight *in-situ* flows of the Upper-Korkhi subsequence show reverse-to-intermediate polarities with latitudes ranging from -41° to -70° (Fig. 2). The angular difference between the mean paleomagnetic pole and the expected one is 8.5°, but the mean paleomagnetic pole displays a large A_{95} confidence angle. In this case, paleomagnetic results and K-Ar data lead towards an interpretation of the subsequence as a record of a transitional interval, which might correspond with the C2r-1r to Olduvai or the Olduvai to C1r-2r transition (Sánchez-Moreno et al., 2018).

Figure 2. (Next page) Paleomagnetic results of the Korkhi sequence (Sánchez-Moreno et al., 2018). (a) Stereographic projection of mean paleomagnetic directions (ChRMs) of each lava flow, with normal and reverse directional groups averages (pink), their corresponding a_{95} and the expected direction (Besse and Courtillot, 2002) (purple diamond). Solid symbols and open symbols show directions with positive and negative inclinations, respectively (reverse average is projected in both north and south hemispheres). (b) Stereographic projection of VGPs (virtual geomagnetic poles) together with their paths linking them in stratigraphic order. Normal and reverse polarity group averages (pink) and the expected pole for the 0 Ma and the last 5 Myr in Eurasia (Besse and Courtillot, 2002) (purple) are shown. Positive/negative VGP latitudes are shown with solid and open symbols respectively. (c) Declination and inclination of paleomagnetic directions, and latitude of VGPs, stratigraphically ordered.



4. Paleointensity procedures

Two Thellier-type methods of absolute paleointensity determination have been performed on the Korkhi sequence. The original *Thellier-Thellier* (TT) method (Thellier, 1936; Thellier and Thellier, 1959) was inspired by an identical method of Koenigsberger (1938) and has been tested for decades, relying on a solid physical basis. Thellier's laws of pTRM reciprocity, independence and additivity (Thellier and Thellier, 1959) lay the foundations for the field of absolute paleointensity determinations. We also used a modification of the Thellier-type experiment, the so-called *IZZl* method (Yu et al., 2004). It combines two previous Thellier-type variants (Aitken et al., 1988; Coe, 1967) with the aim of highlighting the presence of grain assemblages that fail the reciprocity requirement.

The Thellier-type determinations consist of a stepwise replacement of the thermoremanence (TRM) with partial thermal remanences (pTRM) acquired in a laboratory-controlled field. During the Thellier-Thellier (TT) experiments, double heating-cooling cycles are carried out. The first under a given laboratory field (B_{lab}) and the second one in opposite direction ($-B_{lab}$) with increasing temperature for each cycle. The fact that the two steps are in-field, makes them energetically more equivalent than in other Thellier-type protocols while being technically easy to apply. In the present study the protocol was performed on mini-specimens using a field B_{lab} of 40 μ T. The specimens are 8 mm diameter sub-samples from the standard 10 cm³ drill core samples. Heating-cooling cycles were carried out in an argon atmosphere and the mini-specimens were allowed to cool naturally over several hours. The so-called pTRM checks, (repeated lower temperature steps) were performed to detect magnetochemical alterations. The experiments took place in the University of Burgos and a TD48-SC (ASC) thermal demagnetizer and a superconducting magnetometer (2G Enterprises) were used.

In the *IZZl* method, double heatings are conducted by performing an in-field cooling steps followed by a zero field cooling step (IZ pair) at a given temperature T_i . The procedure is repeated at higher temperature double-heating steps in which the order of in-field versus zero-field cooling is reversed (zero-field followed by in-field – ZI). The IZ and ZI steps alternated at each subsequent heating step. This protocol is more sensitive than other Thellier-type methods to the presence of the pTRM tails, generated by non-single domain grains, because the tails produce "zig-zags" in the Arai plots (Yu et al., 2004; Yu and Tauxe, 2005). In the present study, the applied field also was set to $B_{lab} = 40 \mu$ T, but in this case, cooling was done by fan in less than an hour. The specimens were from small irregular fragments glued into 10 mm diameter vials, permanently marked to keep the orientation. As in the TT method, pTRM checks were carried out. The *IZZl* method was performed at the Scripps Institution of Oceanography, UCSD (USA), using an in-house built single chamber thermal demagnetizer and a superconducting magnetometer (2G Enterprises).

The following pre-selection criteria have been applied to the specimens to be subjected to both the TT and *IZZl* techniques:

- M_s -T curves should be reversible M_s -T curves (types H and H*, Fig. S1).
- A single primary paleomagnetic component can be isolated.
- At least 40% of the magnetization is retained at 400°C in the demagnetization experiments for the TT and 60% for the *IZZl* protocol.

The paleointensity data obtained were interpreted by means of a set of selection statistics to assess the quality of the experiment. In particular, we seek the absence of alteration and the absence of carriers of the remanent magnetization that fail the reciprocity requirement. The statistics were taken from the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014), and the selection of successful paleointensity determinations was performed based on sets of criteria of different stringency. A set of strict threshold values, based on different previous experimental studies (Cromwell et al., 2015) and here referred to as CCRIT (following Tauxe et al., 2016), was used together with a somewhat relaxed version of them (RCRIT). Threshold values from the latter are however still stricter than those from other frequently used sets of criteria (e.g., Selkin et al., 2000; Kissel and Laj, 2004). Additional criteria have been applied at the site level. Statistics and threshold values of the CCRIT and the RCRIT version are shown in Table 1. Both data sets were analyzed together, and the Thellier GUI in the PmagPy software (Tauxe et al., 2016) was used for the interpretation of results.

Both sets of criteria had been applied to a data set from specimens that cooled in a historical or laboratory field (Paterson et al., 2014 as augmented by Tauxe et al., 2016) to assess their performance. The results obtained after application of these selection criteria have been compared with the known field to verify its degree of reliability. The plot of the average fields estimated for each site using the different selection criteria set against the expected fields, shows similar accurate results to both CCRIT and RCRIT sets (Tauxe et al., 2016), with a slope of 0.94 (Fig. 3).

Criteria	n_{measure}	β	FRAC	g_{max}	$ k' $	MAD (°)	DANG (°)	$n_{\text{pTRM-}}_{\text{checks}}$	SCAT	n_{SITE}	σ_{SITE} (μT)	σ_{SITE} (%)
parameter	\geq	\leq	\geq	\geq	\leq	\leq	\leq	\geq	=	\geq	\leq	\leq
CCRIT	4	0.1	0.78	0.6	0.164	5	10	2	True	3	4	10
RCRIT	4	0.1	0.60	0.6	0.300	12	10	2	True	3	6	15

Table 1. Statistics and threshold values proposed by Cromwell et al. (2015) and Tauxe et al. (2016) to the CCRIT and RCRIT sets of selection criteria. Definitions of the statistics can be found in the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014). See definitions in Table S1.

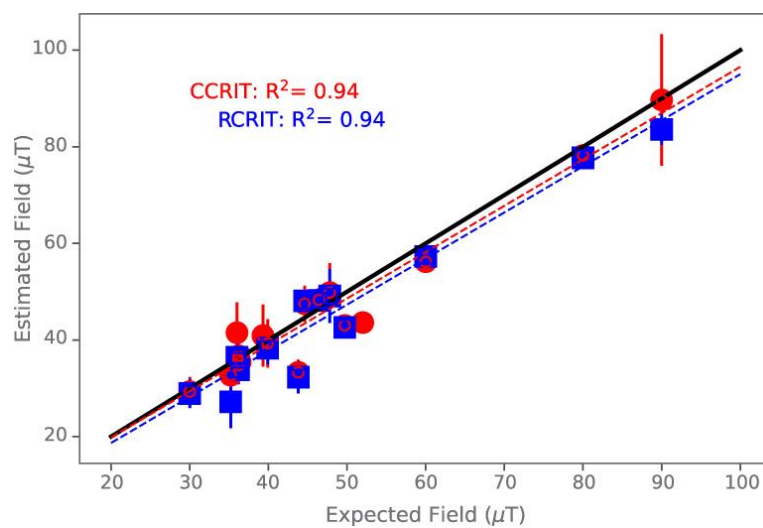


Figure 3: Comparison of estimated intensity values using the sets of selection criteria CCRIT and its relaxed version RCRIT over a data set from specimens that cooled in a historical or laboratory field (Tauxe et al., 2016). The R^2 values of the linear regressions are shown. CCRIT and RCRIT yield the same precision and accuracy, with a slope closer to unity.

5. Results

The 118 specimens subjected to the IZZI method belong to 20 different lava flows from the sequence. None of them comply with the CCRIT criteria set, but 24 of them pass the RCRIT set (Fig. 4a and b) in eight different lava flows (Table 2 and Fig. 4). A total of 53 Thellier-Thellier (TT) determinations, which belong to 23 different lava flows has been carried out. Unfortunately, none of the Thellier-Thellier determinations has been able to overcome the CCRIT criteria or its more flexible version RCRIT (Fig. 4.c). In many cases, this was caused by the technical problem of keeping the orientation of the mini-samples constant during the measurements in the laboratory (Fig. 4.d), essential for vector subtraction. From the eight flows with successful determinations, three of them (KR01, KR02 and KR13), all of them from the Lower-Korkhi sub-sequence, comply the RCRIT requirements applied at the site level, (Table 3 and Fig. 5). The mean of the paleointensities obtained was 24.2 μT which corresponds to a VADM of 41.1 ZAm^2 .

site	spec.	meth.	Tmin (°C)	Tmax (°C)	B _{anc} (μT)	n	β	frac	gmax	k'	MAD	DANG	n _{pTRM} - checks
KR24	09B6	IZZI	0	520	76.7	7	0.09	0.73	0.3	0.000	5.9	2.3	2
KR24	09B5	IZZI	200	520	68.0	6	0.09	0.71	0.3	0.177	4.5	5.6	2
KR17	10B5	IZZI	350	560	39.1	7	0.06	0.66	0.3	0.175	4.0	3.8	3
KR17	10B4	IZZI	350	580	32.7	8	0.07	0.75	0.2	0.287	4.6	2.9	3
KR17	10B3	IZZI	300	600	31.5	12	0.03	0.76	0.2	0.151	1.3	1.4	6
KR17	06B5	IZZI	350	580	24.1	8	0.05	0.64	0.2	0.252	3.4	3.5	4
KR17	06B4	IZZI	350	580	22.6	8	0.04	0.67	0.2	0.153	3.9	3.1	4
KR15	03A4	IZZI	450	600	17.3	7	0.10	0.60	0.4	0.000	6.5	1.5	4
KR13	05B5	IZZI	500	600	29.1	5	0.04	0.64	0.4	0.193	1.7	2.0	4
KR13	05B4	IZZI	450	580	29.2	6	0.06	0.67	0.3	0.226	4.3	2.8	4
KR13	05B3	IZZI	400	600	31.5	10	0.03	0.60	0.2	0.117	2.6	1.7	6
KR13	03B4	IZZI	500	600	26.0	6	0.07	0.67	0.4	0.272	4.0	2.4	4
KR13	03B3	IZZI	400	600	31.0	10	0.03	0.69	0.2	0.158	2.4	1.2	6
KR11	02A3	IZZI	450	600	16.0	9	0.06	0.64	0.2	0.285	7.3	5.3	5
KR03	06B4	IZZI	500	580	20.3	5	0.07	0.61	0.3	0.245	5.3	3.0	4
KR03	06B3	IZZI	500	600	21.7	7	0.05	0.60	0.3	0.287	4.5	5.4	5
KR02	07A4	IZZI	500	600	22.9	6	0.06	0.60	0.3	0.287	6.3	3.5	4
KR02	07A3	IZZI	500	600	29.2	7	0.05	0.63	0.2	0.021	1.3	1.2	5
KR02	06B3	IZZI	475	600	29.5	8	0.05	0.64	0.2	0.212	2.4	1.4	5
KR01	08A3	IZZI	200	600	15.9	13	0.03	0.83	0.1	0.276	5.5	4.9	5
KR01	07A3	IZZI	400	600	17.2	10	0.02	0.66	0.2	0.079	8.0	3.2	5
KR01	06A3	IZZI	400	600	16.7	10	0.02	0.69	0.2	0.100	8.2	3.7	6
KR01	04A3	IZZI	450	600	16.6	9	0.03	0.63	0.2	0.098	6.3	2.5	5
KR01	01B3	IZZI	400	600	13.8	10	0.04	0.63	0.2	0.240	5.9	5.6	5

Table 2. Successful paleointensity determinations. *site*: Lava flow name. *spec.*: Specimen sub-name. *meth.*: paleointensity determination method. *Tmin*, *Tmax*: Minimum and maximum temperature used for the determination. *B_{anc}*: Paleointensity value. *n*: Number of experiment steps used in the determination. Experimental statistics: *frac*, β , *gmax*, $|k'|$, *MAD*, *DANG*, *n_{pTRM} checks* (see the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014)).

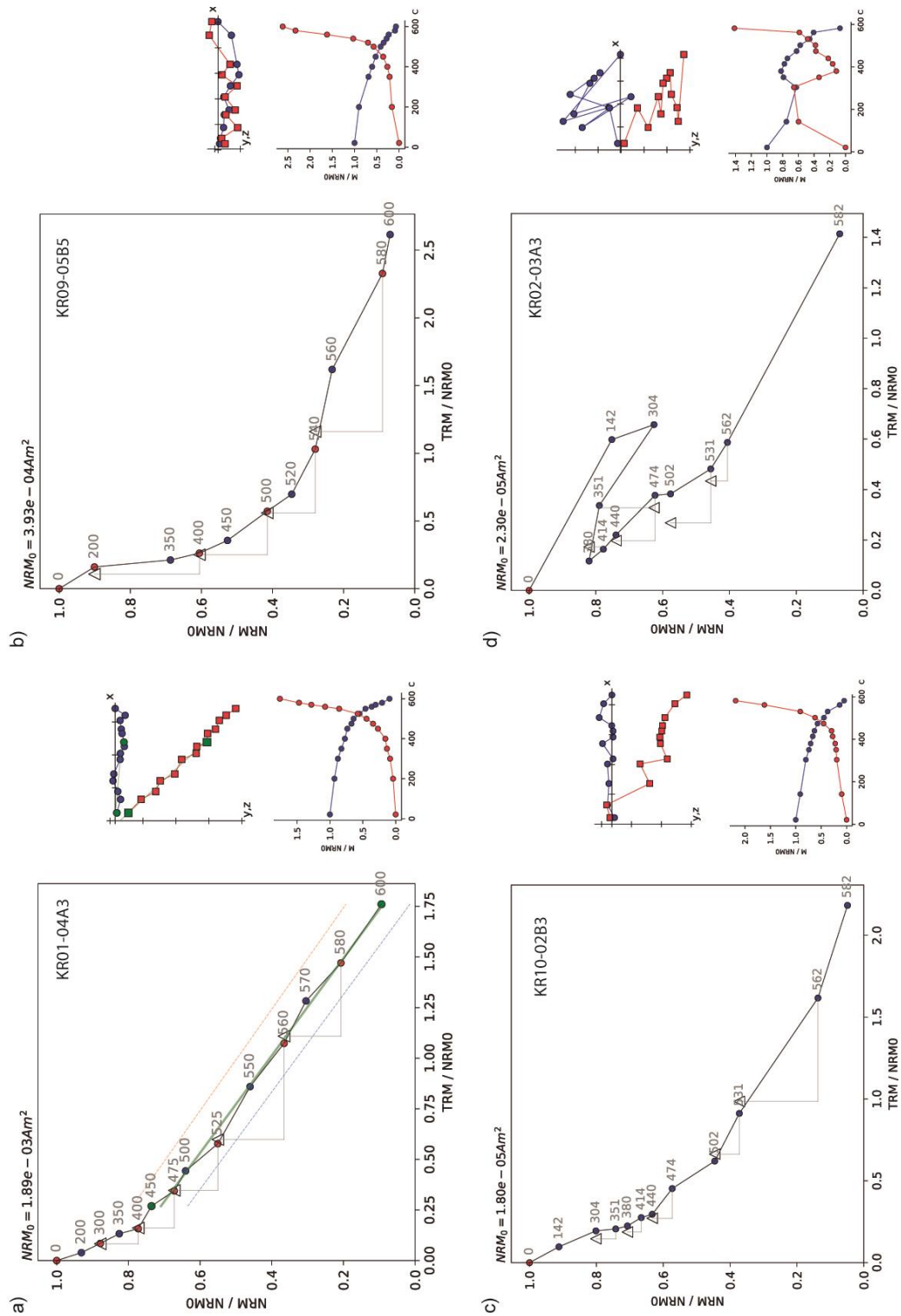


Figure 4: Representative Thellier-Thellier and IZZI experiments. Different behaviors are shown for IZZI (upper plots) and TT (lower plots): Successful determinations (a), passed the RCRT acceptance criteria and the best fit line are shown in solid green. Red (blue) circles are the zero-field/infield (infield/zero-field) steps. The SCAT criterion is plotted as dotted lines, failing determination by the curvature (b and c), poor orientation kept during measurements (d). Left figures are the Arai plots (Nagata et al., 1963). To the right of each Arai plot are shown the Zijderveld plots (Zijderveld, 1967) upper, and the magnetization vs. temperature plots (M-Y), lower. In the Zijderveld diagrams, the blue circles are (X,Y) projections of the zero field steps after adjusting the NRM value of x to be zero, red squares are the X,Z vertical projections. In the M-T plot the magnetizations remaining is in blue and the gained in red, at each temperature step.

site	age (Ma)	B (μT)	n _{SITE}	σ_{SITE} (μT)	σ_{SITE} (%)	VADM (ZAm^2)	σVADM (ZAm^2)
KR13	3.11	29.3	5	2.2	7.4	49.8	3.7
KR02	3.08	27.2	3	3.7	13.7	46.2	6.3
KR01	3.08	16.1	5	1.3	8.2	27.4	2.2

Table 3: Averaged paleointensity by lava flow results. *site*: Lava flow name. *age*: K-Ar date obtained from the flows KR27, KR17 and KR05. *B_{anc}*: Paleointensity value. *σ_{site}* : Standard deviation by site. *VADM*: Virtual axial dipole moment. *σVADM* : Standard deviation of the virtual axial dipole moment.

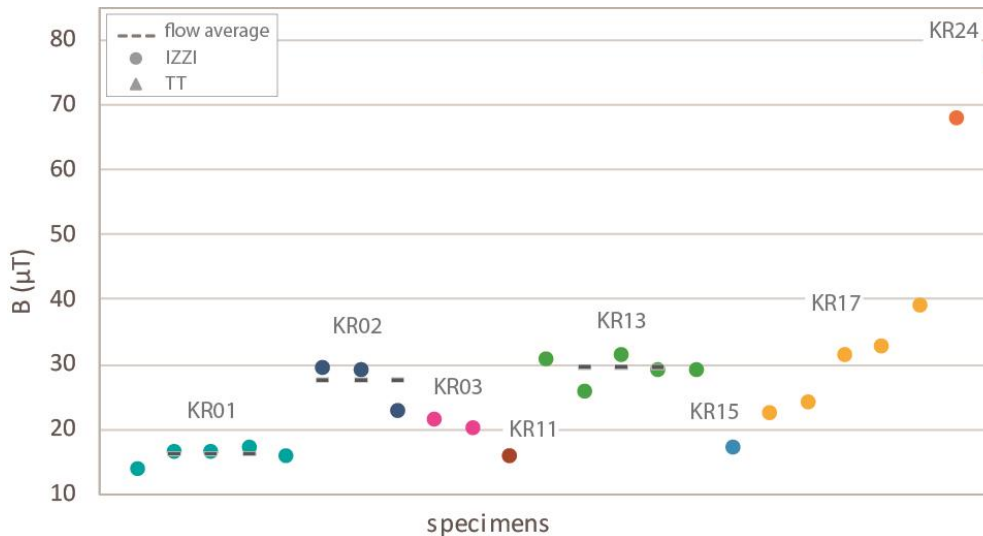


Figure 5: Plot of individual paleointensity determinations by lava flow. Flow averages are plotted as dotted lines.

6. Discussion

6.1 Directional and intensity data

After six decades of studies on polarity reversal records (on both volcanic and sedimentary rocks) (see the reviews of Laj and Channell, 2007 and Valet and Fournier, 2016;), an asymmetric behavior of paleointensity has been observed for most recorded transitions (e. g. Bogue and Paul, 1993b; Herrero-Bervera and Valet, 2005; Prévot et al., 1985b; Quidelleur and Valet, 1996; Valet et al., 1988). Intensities during transitions were thought to be characterized by a sawtooth pattern (Meynadier et al., 1994; Valet et al., 1994; Valet and Meynadier, 1993a), but Kok and Tauxe (1996a, b) demonstrated that the long-term saw-tooth was an artifact of VRM acquisition and not geomagnetic field behavior. However, there does appear to be a reproducible geomagnetic signal characterized by slower decay of intensity and more rapid build-up associated with reversals and also within stable polarities (Ziegler and Constable, 2011). Transition records also show that the paleointensity decreases prior to the directional transition of the field (Herrero-Bervera and Valet, 2005; Prévot et al., 1985b; Riisager and Abrahamsen, 2000; Valet et al., 1999).

The paleomagnetic directions of the Lower-Korkhi and Upper-Korkhi subsequences have been analyzed in a previous study. Sánchez-Moreno et al. (2018)

concluded that Lower-Korkhi is a record of a normal polarity interval within the Gauss chron, probably subchrons C2An-2n or C2An-1, as suggested by the available K-Ar ages (3.11 ± 0.20 Ma - 3.08 ± 0.09 Ma). It reflects a stable stage of the EMF and is composed of 17 lava flows of normal polarity with very similar directions. Their VGP scatter with respect to the expected pole for the same latitude and age is $S_B = 8^\circ$ ($S_{B \text{ low}} = 4.1^\circ$ and $S_{B \text{ up}} = 13.2^\circ$), below the predicted S value by Cromwell et al. (2018) for the same location and age ($S_B \sim 15^\circ$ - 16.3°). Therefore, we interpret the sequence as the record of a short eruption interval in which the PSV is not averaged. It is also possible that the sub-sequence could be a pre- or post-record to a polarity reversal. Paleointensity results from the present study yield virtual axial dipolar moments (VADM) for Lower-Korkhi that are between 27.4 and 49.8 ZAm² (Table 3), with a mean value of 41.1 ZAm², which is the half of the VADM calculated from the present-day intensity and magnetic inclination in the Korkhi location (83.9 ZAm²), presumably under a stable magnetic field regime. Given these paleointensity values and the quasi-stable paleomagnetic directions (Fig. 2), it is possible to suggest that Lower-Korkhi records a moment where the direction of the field is not yet affected by the polarity transition, but a decrease in paleointensity already exists as the beginning of the transition in intensity.

The EMF has a high temporal and location variability, and unless the same time period in all latitudinal locations is considered, scatter is introduced. Therefore, it is difficult compare the results between the polarities from the short sub-sequence of Lower-Korkhi with the results from different intervals of the database. Regardless, we obtain three high quality values of 49.8, 46.2 and 27.4 ZAm², two of them fully within the most restrictive VADM averages calculated for the last 5 Ma.

6.1. Comparison with the database

The final flow-averaged paleointensities obtained on Lower-Korkhi show VADMs ranging from 27.4 to 49.8 ZAm², which is quite low in comparison with the present value at the Korkhi location (83.9 ZAm²). While possibly a prelude or postlude to a transition or excursion, the Lower-Korkhi sub-sequence does not show consecutive lava flows of transitional or reverse polarity that would support that hypothesis. Instead, we can compare our results with the published intensity data averaged over time. High quality paleointensity data obtained for stable polarity periods during the last 5 Ma have been interpreted in different ways. VADM averages lower than the present dipole moment were obtained by Juárez and Tauxe (2000) from a broad database (55 ZAm²), by Cromwell et al. (2015) at high northly latitudes (47 ZAm²), by Lawrence et al. (2009) at high southerly latitudes (41 ZAm²) and by Wang et al. (2015) at an equatorial latitude (56 ZAm²), among other authors, which point towards the existence of a time-average dipole strength substantially weaker than the current value. Despite these results, there are other papers arguing for a stronger average field for the last five million years. For example, McFadden and McElhinny (1982) found an average value close to today's dipole strength. Heller et al. (2002) argued that the results based on submarine basaltic glass (e.g., Juárez and Tauxe (2000)) were a CRM because of their belief that such glass could not have magnetite as a primary phase. Tauxe et al. (2013) summarized arguments that this is incorrect and exclusion of SBG on that basis is a mistake. Moreover, McFadden and McElhinny (1982) and Heller et al. (2002) used outdated databases with a fraction of the data in the current database. Considering the data in the MagIC database today with ages between 50 ka and 5 Ma, we get a median value of 68 ZAm² and 58 ZAm² when

taking into account only those older than the Brunhes Chron (widely considered to be higher, e.g., Ziegler et al., 2012).

In Figure 6, the VADM values provided by the PINT database (Biggin and Paterson, 2014) for the 3 to 4 Ma range have been plotted against the results from this work, the results from the Pliocene sequence of Apnia, also situated in Djavakheti Highland (which is in the process of publication), and the rest of the available data from the Georgia area (Table. S2). Only records of normal, reverse and transitional data which used Thellier-type or microwave methods with pTRM checks have been considered. A large dispersion is observed due to the limited amount and biased location of the data. The upper section of the Apnia sequence has been interpreted as a record after a transitional moment inside the Gauss Chron (3.09 ± 0.10 Ma to 3.28 ± 0.10) and shows a higher VADM of 54.6 ZAm^2 than Lower-Korkhi. The VADM values in the lower section of the Apnia sequence, related to the end of the Gilbert Chron (3.70 ± 0.20 Ma to 0.75 ± 0.25 Ma), are similar (28.6 to 45.6 ZAm^2) to those obtained in Lower-Korkhi. VADM values close to those of Lower-Korkhi were also found in other lava flow sequences in the Djavakheti highland, the Thoki, Khando and Tchuntchka sequences (Camps et al., 1996; Goguitchaichvili et al., 2009), using a different set of selection criteria. All yield a K-Ar age of approximately 3.6 Ma which overlaps with the age where the Gilbert-Gauss reversal is located. On the other hand, Calvo-Rathert et al. (2013) also obtain two paleointensity values in Lower-Korkhi within the same range than those obtained in the present study.

On the other hand, all paleointensity data labeled as transitional (Table S3) have also been extracted from the PINT database. In total, 166 transitional paleointensity data have been obtained, 141 of which lie below 50 ZAm^2 . They vary from 3.1 to 98.2 ZAm^2 , with an average of 29.4 ZAm^2 . The results of Korkhi-Lower seem to be a little above the averages obtained from the database.

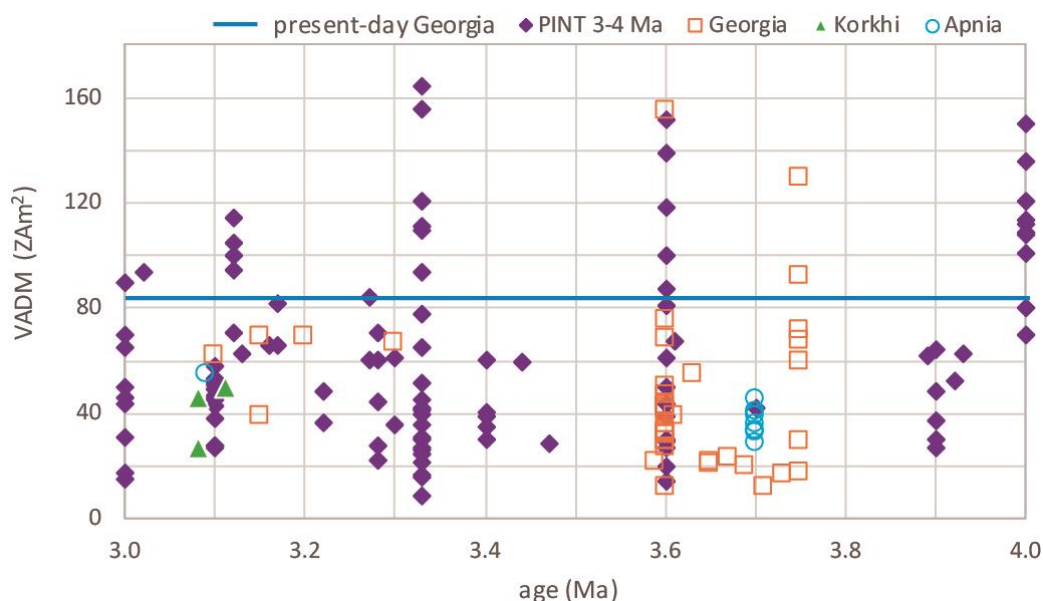


Figure 6. 3-4 Ma VADM obtained from the PINT2015.05 database (Biggin et al., 2010) against the results from this work, the high quality results from the Pliocene sequence of Apnia (also situated in Djavakheti Highland) (which is in the process of publication) and the remaining available data from the Georgia area.

From the references obtained in PINT, those with availability of measurement files in MagIC (www2.earthref.org/MagIC/search) have been taken with the aim of reinterpreting them under the RCRIT selection criteria. The number of results, as expected, is quite reduced under this interpretation. For the age range 2.5-4.5 Ma, the VADM_s obtained show an average of 48.6 ZAm². (Lawrence et al., 2009; Tauxe, 2006; Tauxe et al., 2004; Tauxe and Staudigel, 2004) (Table S4), agreeing with those obtained in the Lower-Korkhi subsequence (49.8, 46.2 and 27.4 ZAm²). Regarding the transitional data, very few have been found in the database, about 13 sites with transitional polarities (Lawrence et al., 2009; Tauxe et al., 2004), six of which yield paleointensities in the original studies and only two under RCRIT. In general, they have very low VADM_s, from 4 to 8 ZAm² in the RCRIT results, and from 3 to 47 ZAm² (with a value outside this range of 78 ZAm²) in the original results (Table S5).

7. Conclusions

The Thellier-Thellier and IZZI methods have been used to obtain absolute paleointensities in the Korkhi lava flow sequence (Djavakheti Highland, Southern Georgia). It is a Plio-Pleistocene section composed of an upper and a lower subsequence with 17 and 10 lava flows respectively, which are separated by an erosional surface. Radiometric ages yield an age of approximately 3 Ma for Lower-Korkhi and ~1.85 Ma for Upper-Korkhi (Sánchez-Moreno et al., 2018). The obtained paleointensities have been interpreted taking into account the polarities established for this sequence in a previous study (Sánchez-Moreno et al., 2018). Paleomagnetic directions reveal that the Lower-Korkhi subsequence records a normal polarity interval inside the Gauss chron reflecting a stable stage of the EMF, inside C2An-2n or more unlikely C2An-1 subchrons. Upper-Korkhi displays a reverse to transitional polarity with intermediate VGP latitudes recording an anomalous EMF and reflecting a transitional time interval. According to radiometric data, it can be a record of the lower or the upper Olduvai transitions.

A total of 53 Thellier-Thellier determinations (Thellier and Thellier, 1959) were carried out, on samples from 23 different lava flows, while 118 were performed with the IZZI method (Yu et al., 2004), covering 20 lava flows of the sequence. In order to achieve high-reliability paleointensities and performing objective interpretations, we used the strict set of quality criteria of Cromwell et al. (2015), referred to as CCRIT by Tauxe et al. (2016), and the somewhat relaxed version of the latter labelled RCRIT. Threshold values from the latter are however still stricter than those from other frequently used sets of criteria (e.g., Selkin et al. 2000; Kissel and Laj 2004). The reliability of the CCRIT and RCRIT sets has been demonstrated by a test performed on results from lava flows of known fields (Cromwell et al., 2015; Tauxe et al., 2016). Finally, 24 IZZI determinations pass the RCRIT set of selection criteria. A flow-average paleointensity could be obtained for three lava flows of the Lower-Korkhi subsequence, with values of 16.1 μ T, 27.2 μ T and 29.3 μ T.

Our new data correspond to VADM_s of 49.8, 46.2 and 27.4 ZAm², with an average of 41.1 ZAm², equivalent to half of the present-day field intensity at the Korkhi location (83.9 ZAm²). The paleointensity values obtained could support the interpretation of the normal polarity section as a pre-transitional record, in which it is possible to observe an intensity drop before the onset of the directional changes, while the directions are still stable (e. g. Valet et al., 2012; Valet and Meynadier, 1993b). However, the sub-sequence does not show consecutive lava flows of transitional or reverse polarity that ensure the

proximity of a polarity reversal. On the other hand, the high quality paleointensities obtained match with numerous results obtained in studies that perform similar procedures, which demonstrate a weaker time-averaged intensity (Cromwell et al., 2015b; Juárez et al., 1998; Juárez and Tauxe, 2000; Lawrence et al., 2009; Selkin and Tauxe, 2000; Shaar and Tauxe, 2013; Tauxe, 2006; Wang et al., 2015). For these reasons the Lower-Korkhi sub-sequence likely correspond to a record of a stable regimen of the EMF during the Gauss chron, as indicated by paleomagnetic results and radioisotopic dates. In this case, the paleointensity results under a stable regime of the CMT, support a weak time-averaged dipolar moment.

References

- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish J. Earth Sci. J. Earth Sci.* Copyr. ©TÜBİTAK 20, 489–544. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-11>
- Aitken, M.J., Allsop, A.L., Bussell, G.D., Winter, M.B., 1988. Determination of the intensity of the Earth's magnetic field during archaeological times: reliability of the Thellier technique. *Rev. Geophys.* 26, 3–12.
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.* 107, 2300. <https://doi.org/10.1029/2000JB000050>
- Biggin, A.J., McCormack, A., Roberts, A., 2010. Paleointensity Database Updated and Upgraded. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 91, 15. <https://doi.org/10.1029/2010EO020003>
- Biggin, A.J., Paterson, G. a., 2014. A new set of qualitative reliability criteria to aid inferences on palaeomagnetic dipole moment variations through geological time. *Front. Earth Sci.* 2, 1–9. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00024>
- Bogue, S.W., Paul, H.A., 1993. Distinctive field behavior following geomagnetic reversals. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2399–2402. <https://doi.org/10.1029/93GL02473>
- Calvo-Rathert, M., Bógalo, M.F., Gogichaishvili, A., Sologashvili, J., Vashakidze, G., 2013. New paleomagnetic and paleointensity data from Pliocene lava flows from the Lesser Caucasus. *J. Asian Earth Sci.* 73, 347–361. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.04.039>
- Camps, P., Ruffet, G., Shcherbakov, V.P., Shcherbakova, V. V., Prévot, M., Moussine-Pouchkine, A., Sholpo, L., Goguitchaichvili, A., Asanidzé, B., 1996. Paleomagnetic and geochronological study of a geomagnetic field reversal or excursion recorded in pliocene volcanic rocks from Georgia (Lesser Caucasus). *Phys. Earth Planet. Inter.* 96, 41–59. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03110-3](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03110-3)
- Coe, R.S., 1967. Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 3247–3262. <https://doi.org/10.1029/JZ072i012p03247>
- Cromwell, G., Johnson, C.L., Tauxe, L., Constable, C.G., Jarboe, N., 2018. PSV10: a global data set for 0-10 Ma time-averaged field and paleosecular variation studies 1–71. <https://doi.org/10.1002/2017GC007318>
- Cromwell, G., Tauxe, L., Halldórsson, S.A., 2015. New paleointensity results from rapidly cooled Icelandic lavas: Implications for Arctic geomagnetic field strength. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 120, 2913–2934. <https://doi.org/10.1002/2014JB011828>.Received
- Cromwell, G., Tauxe, L., Staudigel, H., Ron, H., 2015. Paleointensity estimates from historic and modern Hawaiian lava flows using glassy basalt as a primary source material. *Phys. Earth Planet. Inter.* 241, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.12.007>
- Goguitchaichvili, A., Cervantes, M.A., Calvo-Rathert, M., Camps, P., Sologashvili, J.,

- Maissuradze, G., 2009. Gilbert-Gauss geomagnetic reversal recorded in Pliocene volcanic sequences from Georgia (Lesser Caucasus): revisited. *Earth, Planets Sp.* 61, 71–81. <https://doi.org/10.1186/BF03352886>
- Heller, R., Merrill, R.T., McFadden, P.L., 2002. The variation of intensity of earth's magnetic field with time. *Phys. Earth Planet. Inter.* 131, 237–249. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00038-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00038-9)
- Herrero-Bervera, E., Valet, J.P., 2005. Absolute paleointensity and reversal records from the Waianae sequence (Oahu, Hawaii, USA). *Earth Planet. Sci. Lett.* 234, 279–296. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.032>
- Juarez, M.T., Tauxe, L., 2000. The intensity of the time-averaged geomagnetic field: the last 5 Myr. *Earth Planet. Sci. Lett.* 175, 169–180. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00306-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00306-4)
- Juárez, M.T., Tauxe, L., Gee, J.S., Pick, T., 1998. The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years. *Nature* 394, 878–881. <https://doi.org/10.1038/29746>
- Kissel, C., Laj, C., 2004. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores. *Phys. Earth Planet. Inter.* 147, 155–169. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.06.010>
- Koenigsberger, J.G., 1938. Natural residual magnetism of eruptive rocks. *J. Geophys. Res.* 43, 119. <https://doi.org/10.1029/TE043i002p00119>
- Kok, Y.S., Tauxe, L., 1996a. Cumulative Viscous Remanence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 137, 95–99.
- Kok, Y.S., Tauxe, L., 1996b. Saw-toothed pattern of relative paleointensity records and cumulative viscous remanence. *Earth Planet. Sci. Lett.* 137, 95–99. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00210-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00210-4)
- Laj, C., Channell, J.E.T., 2007. Geomagnetic Excursions, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 373–416. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00095-X>
- Lawrence, K.P., Tauxe, L., Staudigel, H., Constable, C.G., Koppers, A., McIntosh, W., Johnson, C.L., 2009. Paleomagnetic field properties at high southern latitude. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 10. <https://doi.org/10.1029/2008GC002072>
- Lebedev, V.A., 2015. Geological map of Javakheti volcanic area (Lesser Caucasus), 1/200000, (2015). <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.6102359.2169>
- Lebedev, V.A., Bubnov, S.N., Dudaury, O.Z., Vashakidze, G.T., 2008. Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western part of the Dzhavakheti Highland. *Stratigr. Geol. Correl.* 16, 204–224. <https://doi.org/10.1134/S0869593808020081>
- Lebedev, V.A., Chernyshev, I. V., Sharkov, E. V., 2011. Geochronological scale and evolution of late Cenozoic magmatism within the Caucasian segment of the alpine belt. *Dokl. Earth Sci.* 441, 1656–1660. <https://doi.org/10.1134/S1028334X11120051>
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1982. Variations in the Geomagnetic Dipole 2: Statistical Analysis of VDMs for the Past 5 Million Years. *J. Geomagn. Geoelectr.* 34, 163–189. <https://doi.org/10.5636/jgg.34.163>
- Meynadier, L., Valet, J.-P., Bassinot, F.C., Shackleton, N.J., Guyodo, Y., 1994. Asymmetrical saw-tooth pattern of the geomagnetic field intensity from equatorial sediments in the Pacific and Indian Oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 109–127. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90245-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90245-3)
- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., Jonestrask, L.C., 2014. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 15, 1180–1192. <https://doi.org/10.1002/2013GC005135>
- Prévot, M., Mankinen, E.A., Coe, R.S., Grommé, C.S., 1985a. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res.* 90, 10417. <https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10417>

- Prévoit, M., Mankinen, E.A., Coe, R.S., Grommé, C.S., 1985b. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 90, 10417–10448. <https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10417>
- Quidelleur, X., Valet, J.-P., 1996. Geomagnetic changes across the last reversal recorded in lava flows from La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101, 13755–13773. <https://doi.org/10.1029/95JB03740>
- Riisager, P., Abrahamsen, N., 2000. Paleointensity of West Greenland Palaeocene basalts: asymmetric intensity around the C27n–C26r transition. *Phys. Earth Planet. Inter.* 118, 53–64. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00125-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00125-9)
- Sánchez-Moreno, E.M., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Vashakidze, G.T., Lebedev, V.A., 2018. Evidence of Unusual Geomagnetic Regimes Recorded in Plio-Pleistocene Volcanic Sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2017GC007358>
- Selkin, P.A., Tauxe, L., 2000. Long-term variations in paleointensity. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 358, 1065–1088. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0574>
- Shaar, R., Tauxe, L., 2013. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 677–692. <https://doi.org/10.1002/ggge.20062>
- Smirnov, A. V., Tarduno, J.A., 2003. Magnetic hysteresis monitoring of Cretaceous submarine basaltic glass during Thellier paleointensity experiments: evidence for alteration and attendant low field bias. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 571–585. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01123-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01123-8)
- Tanaka, H., Kono, M., Kaneko, S., 1995. Paleosecular Variation of Direction and Intensity from Two Pliocene-Pleistocene Lava Sections in Southwestern Iceland. *J. Geomagn. Geoelectr.* 47, 89–102. <https://doi.org/10.5636/jgg.47.89>
- Tauxe, L., 2006. Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections. *Phys. Earth Planet. Inter.* 156, 223–241. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.03.022>
- Tauxe, L., Gee, J.S., Steiner, M.B., Staudigel, H., 2013. Paleointensity results from the Jurassic: New constraints from submarine basaltic glasses of ODP Site 801C. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 4718–4733. <https://doi.org/10.1002/ggge.20282>
- Tauxe, L., Luskin, C., Selkin, P., Gans, P., Calvert, A., 2004. Paleomagnetic results from the Snake River Plain: Contribution to the time-averaged field global database. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5. <https://doi.org/10.1029/2003GC000661>
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L., 2016. PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetics Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2450–2463. <https://doi.org/10.1002/2016GC006307>
- Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- Valet, J.-P., Fournier, A., Courtillot, V., Herrero-Bervera, E., 2012. Dynamical similarity of geomagnetic field reversals. *Nature* 490, 89–93. <https://doi.org/10.1038/nature11491>
- Valet, J.-P., Meynadier, L., 1993a. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature* 366, 234–238. <https://doi.org/10.1038/366234a0>
- Valet, J.-P., Meynadier, L., 1993b. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature* 366, 234–238. <https://doi.org/10.1038/366234a0>
- Valet, J.-P., Meynadier, L., Bassinot, F.C., Garnier, F., 1994. Relative paleointensity across the last geomagnetic reversal from sediments of the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Geophys. Res. Lett.* 21, 485–488. <https://doi.org/10.1029/93GL02815>

- Valet, J., Brassart, J., Quidelleur, X., Soler, V., Gillot, P., Hongre, L., 1999. Paleointensity variations across the last geomagnetic reversal at La Palma, Canary Islands, Spain. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 7577–7598. <https://doi.org/10.1029/1998JB900099>
- Valet, J.P., Fournier, A., 2016. Deciphering records of geomagnetic reversals. *Rev. Geophys.* 54, 410–446. <https://doi.org/10.1002/2015RG000506>
- Valet, J.P., Laj, C., Langereis, C.G., 1988. Sequential geomagnetic reversals recorded in upper Tortonian marine clays in western Crete (Greece). *J. Geophys. Res.* 93, 1131–1151. <https://doi.org/10.1029/JB093iB02p01131>
- Valet, J.P., Meynadier, L., Guyodo, Y., 2005. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature* 435, 802–805. <https://doi.org/10.1038/nature03674>
- Wang, H., Kent, D. V., Rochette, P., 2015. Weaker axially dipolar time-averaged paleomagnetic field based on multidomain-corrected paleointensities from Galapagos lavas. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 112, 15036–15041. <https://doi.org/10.1073/pnas.1505450112>
- Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A., 2004. Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GC000630>
- Ziegler, L.B., Constable, C.G., 2011. Asymmetry in growth and decay of the geomagnetic dipole. *Earth Planet. Sci. Lett.* 312, 300–304. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.019>

5.3.1. Supplementary material

Figures

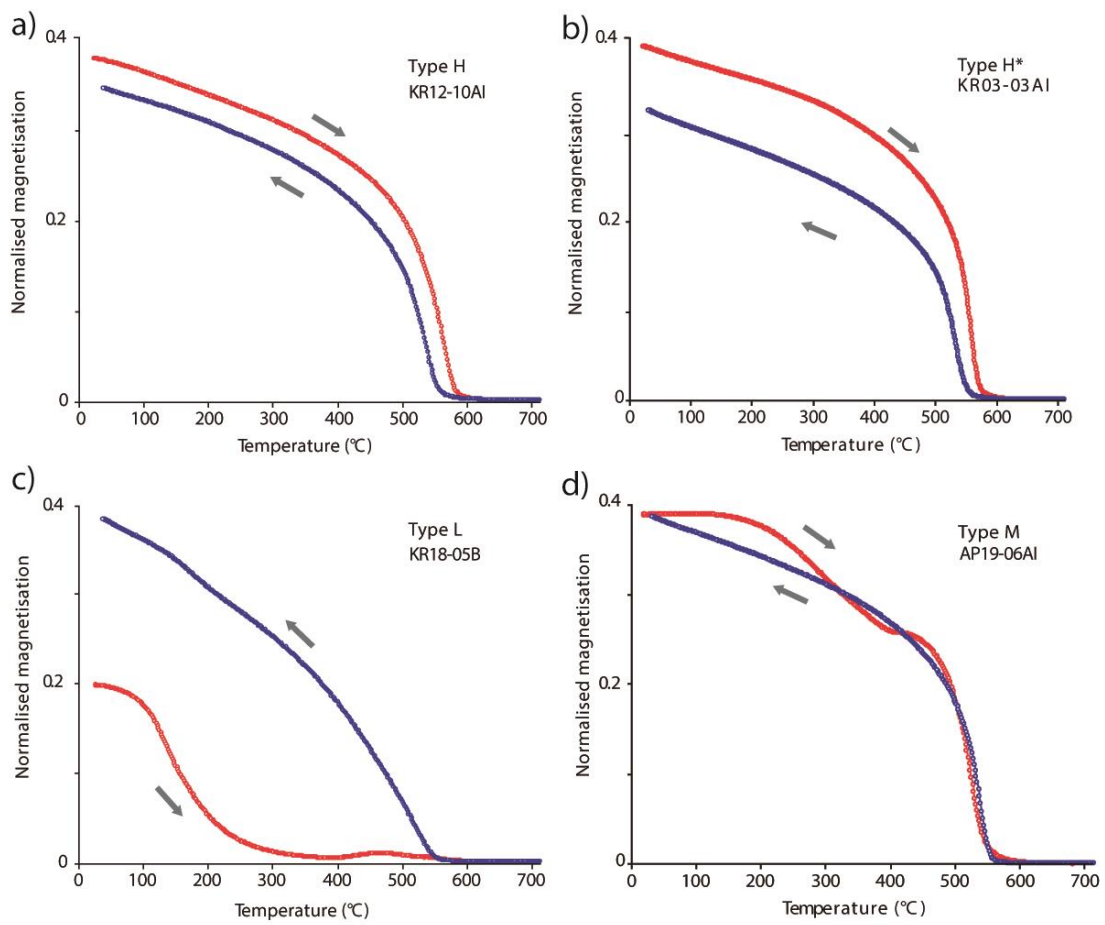


Figure S1. Normalized strong field magnetization versus temperature curves (M_s - T) of representative samples (Sánchez-Moreno et al., 2018). The arrows indicate the heating and cooling curves. Curve types are discussed in the text.

Tables

Parameters	Value	Relax. value	Definition
$n_{\text{measure}} \geq 4$	4	4	The number of points on an Arai diagram used to estimate the best-fit linear segment and the paleointensity.
FRAC ≥ 0.78	0.6	0.6	NRM fraction used for the best-fit on an Arai diagram determined entirely by vector difference sum calculation (Shaar and Tauxe, 2013).
$\beta \leq 0.1$	0.1	0.1	a measure of the relative data scatter around the best-fit line and is the ratio of the standard error of the slope to the absolute value of the slope (Coe et al., 1978).
SCAT = True	True	True	Boolean operator which uses the error on the best-fit Arai plot slope to indicate whether the data over the selected range are too scattered or not (Shaar and Tauxe, 2013).
gmax ≤ 0.6	0.6	0.6	The maximum gap factor (g) between two points determined by vector arithmetic (Shaar and Tauxe, 2013). g is a measure of the average NRM lost between successive temperature steps of the segment chosen for the best-fit line on the Arai plot and it reflects the average spacing of the selected points.
$ \mathbf{k}' \leq 0.164$	0.3	0.3	The curvature of the Arai plot is determined by the best-fit circle to all of the data (Paterson, 2011), normalized by the respective maximums of the segment NRM and TRM.
MAD ($^{\circ}$) ≤ 5	12	12	(MAD_{Free}) Maximum Angular Deviation (MAD) of the anchored and free-floating, respectively, directional fits to the paleomagnetic vector on a vector component diagram (Kirschvink, 1980).
DANG ($^{\circ}$) ≤ 10	15	15	(<i>Deviation ANGLE</i>) the angle between the free-floating best-fit direction and the direction between data center of mass and the origin of the vector component diagram (Tanaka and Kobayashi, 2003; Tauxe and Staudigel, 2004).
$n_{\text{pTRM-check}} \geq 2$	2	2	The number of pTRM checks used to analyze the best-fit segment on the Arai plot.
$n_{\text{SITE}} \geq 3$	3	3	Number of determinations included in the average paleointensity of the site.
$s_{\text{site}} (\mu\text{T}) \geq 4$	6	6	Standard deviation at the site level.
$s_{\text{site}} (\%) \geq 10$	15	15	Standard deviation at the site level in %.

Table S1. Definitions of the statistics criteria used for the interpretation of the paleointensity determination.

lat ($^{\circ}$ N)	VADM (ZAm 2)	age (Ma)	Ref.	lat ($^{\circ}$ N)	VADM (ZAm 2)	age (Ma)	Ref.
PINT 3-4 Ma T+				PINT 3-4 Ma T+			
21.40	50.28	3.00	Coe et al., 1984	21.25	30.21	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	89.63	3.00	Coe et al., 1984	21.25	42.46	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	15.30	3.00	Coe et al., 1984	21.25	77.7	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	17.49	3.00	Coe et al., 1984	21.25	39.4	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	19.67	3.60	Coe et al., 1984	21.25	155.4	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	50.28	3.60	Coe et al., 1984	21.25	120.8	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	87.44	3.60	Coe et al., 1984	21.25	111.6	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	43.72	3.60	Coe et al., 1984	21.25	109.4	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
21.40	45.91	3.00	Coe et al., 1984	21.25	41.59	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005

36.90	48.39	3.90	Juarez and Tauxe 2000	21.25	15.54	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
36.90	30.47	3.90	Juarez and Tauxe 2000	21.25	31.08	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
36.90	26.89	3.90	Juarez and Tauxe 2000	21.25	26.7	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
36.90	37.64	3.90	Juarez and Tauxe 2000	21.25	164.2	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
9.00	29.95	3.40	Juarez and Tauxe 2000	21.25	94.12	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
9.00	34.94	3.40	Juarez and Tauxe 2000	21.25	45.09	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
23.00	51.40	3.10	Juarez and Tauxe 2000	21.25	35.46	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005
23.00	53.54	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	61.58	3.60	Tauxe 2006
23.00	49.26	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	29.72	3.60	Tauxe 2006
23.00	57.82	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	14.5	3.60	Tauxe 2006
23.00	44.97	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	30.08	3.60	Tauxe 2006
23.00	42.83	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	27.39	3.60	Tauxe 2006
23.00	27.84	3.10	Juarez and Tauxe 2000	37.00	39.21	3.60	Tauxe 2006
23.00	51.40	3.10	Juarez and Tauxe 2000	-16.47	67.76	3.61	Yamamoto and Tsunakawa 2005
23.00	47.12	3.10	Juarez and Tauxe 2000	27.25	43.74	3.00	Morales et al., 2003
21.56	70.43	3.12	Laj et al., 2000	27.30	31.18	3.00	Morales et al., 2003
21.56	114.30	3.12	Laj et al., 2000	26.00	70.23	3.00	Morales et al., 2003
21.56	100.30	3.12	Laj et al., 2000	26.42	65.15	3.00	Morales et al., 2003
21.56	94.85	3.12	Laj et al., 2000	-78.21	59.51	3.44	Tauxe et al., 2004a
21.56	105.10	3.12	Laj et al., 2000	42.60	60.58	3.40	Tauxe et al., 2004b
21.56	63.01	3.13	Laj et al., 2000	-77.69	28.68	3.47	Lawrence et al., 2009
21.56	65.63	3.16	Laj et al., 2000	Georgia			
21.56	82.20	3.17	Laj et al., 2000	41.48	12.23	3.60	Camps et al., 1996
21.56	66.29	3.17	Laj et al., 2000	41.48	75.78	3.60	Camps et al., 1996
21.57	93.76	3.02	Laj et al., 2000	41.48	32.62	3.60	Camps et al., 1996
21.57	90.49	2.99	Laj et al., 2000	41.48	47.24	3.60	Camps et al., 1996
21.58	36.63	3.22	Laj et al., 2000	41.48	42.48	3.60	Camps et al., 1996
21.58	48.62	3.22	Laj et al., 2000	41.48	31.60	3.60	Camps et al., 1996
21.49	62.88	3.93	Laj et al., 2000	41.48	40.61	3.60	Camps et al., 1996
21.49	52.18	3.92	Laj et al., 2000	41.48	27.02	3.60	Camps et al., 1996
21.49	64.41	3.90	Laj et al., 2000	41.48	33.13	3.60	Camps et al., 1996
21.49	61.79	3.89	Laj et al., 2000	41.48	43.33	3.60	Camps et al., 1996
21.44	60.33	3.27	Laj et al., 2000	41.48	155.10	3.60	Camps et al., 1996
21.44	83.94	3.27	Laj et al., 2000	41.48	29.23	3.60	Camps et al., 1996
21.44	44.81	3.28	Laj et al., 2000	41.48	68.31	3.60	Camps et al., 1996
21.44	36.07	3.30	Laj et al., 2000	41.48	31.60	3.60	Camps et al., 1996
21.44	61.43	3.30	Laj et al., 2000	41.48	33.47	3.60	Camps et al., 1996
21.49	22.49	3.28	Laj et al., 2000	41.48	29.23	3.60	Camps et al., 1996
21.49	60.04	3.28	Laj et al., 2000	41.48	41.29	3.60	Camps et al., 1996
21.49	27.73	3.28	Laj et al., 2000	41.48	49.79	3.60	Camps et al., 1996
21.49	70.52	3.28	Laj et al., 2000	41.48	42.82	3.60	Camps et al., 1996
23.00	53.11	3.10	Tauxe 2006	41.43	62.05	3.10	Calvo-Rathert et al., 2011
23.00	46.47	3.10	Tauxe 2006	41.43	69.54	3.20	Calvo-Rathert et al., 2011
23.00	38.55	3.10	Tauxe 2006	41.43	66.82	3.30	Calvo-Rathert et al., 2011
23.00	27.84	3.10	Tauxe 2006	41.37	129.50	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
23.00	26.98	3.10	Tauxe 2006	41.37	59.54	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
23.00	50.97	3.10	Tauxe 2006	41.37	71.45	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
2.00	49.56	3.10	Tauxe 2006	41.37	29.43	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	136.10	4.00	Bogue and Paul 1993	41.37	67.71	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	113.50	4.00	Bogue and Paul 1993	41.37	92.38	3.75	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	100.70	4.00	Bogue and Paul 1993	41.46	38.58	3.15	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	108.80	4.00	Bogue and Paul 1993	41.46	68.83	3.15	Calvo-Rathert et al., 2013
19.00	80.64	4.00	Bogue and Paul 1993	41.48	17.33	3.75	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	120.70	4.00	Bogue and Paul 1993	41.48	16.65	3.73	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	112.40	4.00	Bogue and Paul 1993	41.48	11.89	3.71	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	150.00	4.00	Bogue and Paul 1993	41.48	20.90	3.65	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	108.30	4.00	Bogue and Paul 1993	41.47	19.71	3.69	Goguitchaichvili et al., 2009
19.00	70.05	4.00	Bogue and Paul 1993	41.47	23.11	3.67	Goguitchaichvili et al., 2009

9.00	40.93	3.40	Tauxe 2006	41.47	21.75	3.65	Goguitchaichvili et al., 2009
9.00	39.19	3.40	Tauxe 2006	41.47	55.06	3.63	Goguitchaichvili et al., 2009
17.91	42.46	3.70	Tauxe 2006	41.47	38.75	3.61	Goguitchaichvili et al., 2009
21.25	151.70	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.47	21.75	3.59	Goguitchaichvili et al., 2009
21.25	138.80	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	Apnia sequence			
21.25	100.00	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	54.63	3.09	Sánchez-Moreno et al., in review
21.25	80.98	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	45.59	3.70	Sánchez-Moreno et al., in review
21.25	118.20	3.60	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	33.70	3.70	Sánchez-Moreno et al., in review
21.25	21.89	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	28.58	3.70	Sánchez-Moreno et al., in review
21.25	24.51	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	38.67	3.70	Sánchez-Moreno et al., in review
21.25	26.48	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	40.92	3.70	Sánchez-Moreno et al., in review
21.25	64.79	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	35.73	3.70	Sánchez-Moreno et al., in review
21.25	51.66	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	32.99	3.70	Sánchez-Moreno et al., in review
21.25	16.85	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	Georgia present EMF intensity			
21.25	8.97	3.33	Herrero-Bervera and Valet 2005	41.37	83.70	0.00	

Table S2. VADM calculated from the normal, reverse and transitional paleointensities between 3 and 4 Ma (age covered by Lower-Korkhi subsequence) extracted from the PINT2015.05 database (Biggin et al., 2010). The VADMs obtained in Apnia sequence from a recent study (Sánchez-Moreno et al., 201X) and the present-day one for the EMF intensity at the Korkhi location are also shown. The data have been filtered allowing only paleointensities from Thellier-type methods with pTRM checks.

lat (°N)	VADM (ZAm ²)	age (Ma)	Ref.	lat (°N)	VADM (ZAm ²)	age (Ma)	Ref.
PINT 1-2 Ma T+				PINT 1-2 Ma T+			
18.38	51.35	1.00	Alva-Valdivia et al., 2001	20.79	27.43	1.60	Leonhardt et al., 2009
-17.70	3.78	1.00	Chauvin, et al., 1990	20.79	31.73	1.60	Leonhardt et al., 2009
-17.70	68.74	1.10	Chauvin, et al., 1990	20.79	7.02	1.60	Leonhardt et al., 2009
-17.70	13.60	1.10	Chauvin, et al., 1990	20.79	33.93	1.60	Leonhardt et al., 2009
-17.70	16.57	1.10	Chauvin, et al., 1990	20.64	58.64	1.60	Leonhardt et al., 2009
-17.70	16.10	1.10	Chauvin, et al., 1990	20.64	55.54	1.60	Leonhardt et al., 2009
-17.70	16.00	1.10	Chauvin, et al., 1990	20.64	13.14	1.60	Leonhardt et al., 2009
21.40	44.68	1.90	Coe et al., 1984	20.64	11.98	1.60	Leonhardt et al., 2009
21.40	78.86	1.90	Coe et al., 1984	20.64	87.85	1.60	Leonhardt et al., 2009
21.40	53.70	1.90	Coe et al., 1984	20.64	118.50	1.60	Leonhardt et al., 2009
-77.48	41.70	1.07	Lawrence et al., 2009	38.14	44.87	1.00	Otake et al., 1993
-78.24	64.42	1.08	Lawrence et al., 2009	38.14	58.57	1.00	Otake et al., 1993
-78.22	51.92	1.14	Lawrence et al., 2009	-77.85	24.21	1.18	Tauxe et al., 2004a
-77.85	20.24	1.23	Lawrence et al., 2009	-78.36	39.59	1.18	Tauxe et al., 2004a
-78.28	46.11	1.26	Lawrence et al., 2009	-77.48	38.57	1.33	Tauxe et al., 2004a
-77.51	105.30	1.36	Lawrence et al., 2009	-78.25	50.05	1.90	Tauxe et al., 2004a
-78.22	24.34	1.37	Lawrence et al., 2009	43.58	79.88	1.00	Tauxe et al., 2004b
-77.51	34.27	1.45	Lawrence et al., 2009	Georgia			
-77.70	38.02	1.50	Lawrence et al., 2009	41.34	53.91	1.99	Calvo-Rathert et al., 2011
-78.20	31.26	1.63	Lawrence et al., 2009	41.34	44.70	1.99	Calvo-Rathert et al., 2011
-78.24	32.81	1.76	Lawrence et al., 2009	41.34	36.49	1.99	Calvo-Rathert et al., 2011
-78.24	17.78	1.90	Lawrence et al., 2009	41.34	81.85	1.99	Calvo-Rathert et al., 2011
-78.25	39.07	1.93	Lawrence et al., 2009	41.34	79.23	1.99	Calvo-Rathert et al., 2011
-78.25	52.84	1.94	Lawrence et al., 2009	Georgia present EMF intensity			
-78.22	38.22	1.99	Lawrence et al., 2009	41.46	83.92	0.00	www.ngdc.noaa.gov
20.79	35.00	1.55	Leonhardt et al., 2009				

Table S3. VADM calculated from the normal, reverse and transitional paleointensities obtained between 1 and 2 Ma (age covered by Upper-Korkhi sequence) extracted from the PINT2015.05 database (Biggin et al., 2010). The VADMs obtained from the present-day EMF intensity at the Korkhi location are also shown. The data have been filtered allowing only paleointensities from Thellier-type methods with pTRM checks.

lat (°N)	VADM (ZAm ²)	age (Ma)	Ref.	lat (°N)	VADM (ZAm ²)	age (Ma)	Ref.
PINT Transitional T+				PINT Transitional T+			
42.1	32.8	0.1	Zhu et al., 2000	22.1	84.6	4.5	Bogue and Coe, 1984
19.8	98.2	0.3	Laj and Kissel, 1999	22.1	86.8	4.5	Bogue and Coe, 1984
50.3	9.3	0.5	Schnepp and Hradetzky 1994	65.2	10.9	12.5	Linder and Leonhardt, 2009
50.3	32.0	0.6	Schnepp and Hradetzky 1994	65.2	12.2	12.5	Linder and Leonhardt, 2009
50.2	35.0	0.6	Schnepp and Hradetzky 1994	65.2	13.2	12.5	Linder and Leonhardt, 2009
50.2	36.4	0.6	Schnepp and Hradetzky 1994	65.2	21.0	12.5	Linder and Leonhardt, 2009
50.2	28.6	0.6	Schnepp and Hradetzky 1994	65.2	25.6	12.5	Linder and Leonhardt, 2009
50.2	30.9	0.6	Schnepp and Hradetzky 1994	65.2	38.1	12.5	Linder and Leonhardt, 2009
50.3	29.8	0.6	Schnepp and Hradetzky 1994	65.2	43.5	12.5	Linder and Leonhardt, 2009
50.2	14.9	0.6	Schnepp and Hradetzky 1994	17.8	3.1	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
-17.7	9.3	0.7	Chauvin et al., 1990	17.8	3.7	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
50.2	23.5	0.7	Schnepp and Hradetzky 1994	17.8	6.3	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
28.8	15.2	0.8	Brown et al., 2009	17.8	15.1	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
-17.7	8.6	0.8	Chauvin et al., 1990	17.8	15.4	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
-17.7	70.7	0.8	Chauvin et al., 1990	17.8	15.7	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
-36.0	10.2	0.8	Gratton et al., 2007	17.8	13.6	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
17.8	9.2	0.8	Quidelleur and Valet 1996	17.8	20.0	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
17.8	29.0	0.8	Quidelleur and Valet 1996	17.8	21.0	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
17.8	19.9	0.9	Quidelleur and Valet 1996	17.8	37.3	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
-17.7	3.8	1.0	Chauvin et al., 1990	17.8	58.2	14.0	Leonhardt and Soffel, 2002
-17.7	13.6	1.1	Chauvin et al., 1990	16.0	22.7	14.2	Leonhardt et al., 2000
-17.7	16.0	1.1	Chauvin et al., 1990	16.0	18.5	14.3	Leonhardt et al., 2000
-17.7	16.1	1.1	Chauvin et al., 1990	16.0	20.0	14.4	Leonhardt et al., 2000
-17.7	16.6	1.1	Chauvin et al., 1990	16.0	36.9	14.5	Leonhardt et al., 2000
-17.7	68.7	1.1	Chauvin et al., 1990	16.0	38.6	14.5	Leonhardt et al., 2000
20.8	31.7	1.6	Leonhardt et al., 2009	42.6	8.2	15.5	Prevot et al., 1985
21.4	44.7	1.9	Coe et al., 1984	42.6	9.1	15.5	Prevot et al., 1985
21.4	53.7	1.9	Coe et al., 1984	42.6	9.6	15.5	Prevot et al., 1985
21.4	78.9	1.9	Coe et al., 1984	42.6	10.3	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	12.4	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	10.9	15.5	Prevot et al., 1985
64.3	14.2	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	11.7	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	16.0	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	12.5	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	17.4	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	14.2	15.5	Prevot et al., 1985
64.3	17.5	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	17.1	15.5	Prevot et al., 1985
64.3	20.1	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	20.6	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	20.2	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	23.4	15.5	Prevot et al., 1985
64.3	20.4	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	24.3	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	21.7	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	25.8	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	22.0	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	31.0	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	23.5	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	33.5	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	25.6	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	35.7	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	25.8	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	41.6	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	26.9	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	43.0	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	29.2	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	44.3	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	30.3	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	42.6	49.2	15.5	Prevot et al., 1985
64.4	30.3	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	25.0	34.5	117.0	Sherwood et al., 1993
64.4	32.6	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	25.0	86.1	117.0	Sherwood et al., 1993
64.4	38.2	2.1	Goguitchaichvili et al., 1999	33.3	24.2	117.5	Sherwood et al., 1993
64.4	35.1	2.6	Tanaka et al., 1995	33.3	35.1	117.5	Sherwood et al., 1993
64.2	29.2	2.6	Goguitchaichvili et al., 1999b	41.6	52.3	125.0	Zhu et al., 2003
64.2	34.9	2.6	Goguitchaichvili et al., 1999b	69.5	8.1	251.2	Heunemann et al., 2004
64.2	45.5	2.6	Goguitchaichvili et al., 1999b	69.5	8.2	251.2	Heunemann et al., 2004
64.2	53.0	2.6	Goguitchaichvili et al., 1999b	69.5	10.2	251.2	Heunemann et al., 2004
21.4	18.0	3.0	Coe et al., 1984	69.5	10.5	251.2	Heunemann et al., 2004
21.4	34.2	3.0	Coe et al., 1984	69.5	11.7	251.2	Heunemann et al., 2004

21.4	54.7	3.0	Coe et al., 1984	70.4	11.9	251.2	Heunemann et al., 2004
21.4	97.8	3.0	Coe et al., 1984	70.4	12.0	251.2	Heunemann et al., 2004
41.4	61.3	3.5	Calvo-Rathert et al., 2013	70.4	12.1	251.2	Heunemann et al., 2004
21.4	17.0	3.6	Coe et al., 1984	69.5	12.8	251.2	Heunemann et al., 2004
21.4	36.5	3.6	Coe et al., 1984	70.4	13.0	251.2	Heunemann et al., 2004
21.4	58.4	3.6	Coe et al., 1984	70.4	13.9	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	11.2	3.6	Goguitchaichvili et al., 2001	69.5	14.6	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	13.3	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	70.4	17.5	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	17.8	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	70.4	17.8	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	18.6	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	70.4	18.3	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	19.2	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	70.4	18.4	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	19.7	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	69.5	19.0	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	21.0	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	70.4	19.1	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	21.3	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	69.5	19.5	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	43.1	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	69.5	20.4	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	43.7	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	69.5	21.1	251.2	Heunemann et al., 2004
41.5	60.8	3.6	Goguitchaichvili et al., 2009	70.4	22.2	251.2	Heunemann et al., 2004
22.3	23.4	4.5	Bogue and Coe, 1984	70.4	23.7	251.2	Heunemann et al., 2004
22.3	24.1	4.5	Bogue and Coe, 1984	70.4	31.7	251.2	Heunemann et al., 2004
22.3	30.2	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	11.5	1300.0	Thomas and Piper 1995
22.1	48.3	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	12.1	1300.0	Thomas and Piper 1995
22.1	57.2	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	14.1	1300.0	Thomas and Piper 1995
22.1	58.8	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	14.3	1300.0	Thomas and Piper 1995
22.1	59.9	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	16.7	1300.0	Thomas and Piper 1995
22.1	67.9	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	16.7	1300.0	Thomas and Piper 1995
22.1	74.6	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	25.9	1300.0	Thomas and Piper 1995
22.1	81.6	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	86.2	1300.0	Thomas and Piper 1995
22.1	83.0	4.5	Bogue and Coe, 1984	61.0	94.2	1300.0	Thomas and Piper 1995

Table S4. Transitional VADM extracted from the PINT2015.05 database (Biggin et al., 2010). The data have been filtered allowing only paleointensities from Thellier-type methods with pTRM checks.

VADM				
lat (N°)	(ZAm ²)	age (Ma)	Ref.	site
23.0	42.2	3.10	Tauxe (2006)	0474a
-47.0	26.4	2.80	Tauxe (2006)	0862a
-78.2	59.3	2.50	Tauxe et al., (2004a)	mc21
-78.3	52.7	2.50	Tauxe et al. (2004a)	mc30
-78.4	77.9	4.47	Tauxe et al. (2004a)	mc37
45.0	64.9	3.40	Tauxe et al. (2004b)	sr01
-78.2	37.8	2.51	Lawrence et al. (2009)	mc121
-78.2	46.4	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc128
-78.2	21.8	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc131
-78.2	4.7	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc132
-78.2	59.3	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc21
-77.2	55.5	2.50	Lawrence et al. (2009)	mc214
-78.3	56.1	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc30
-78.4	46.0	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc32
-78.4	77.9	4.47	Lawrence et al. (2009)	mc37

Table S5. VADM calculated from the paleointensities between 2.5 and 4.5 Ma extracted from the MagIC database (www2.earthref.org/MagIC) and interpreted by the CCRIT set of selection criteria on its relaxed version proposed in the present study.

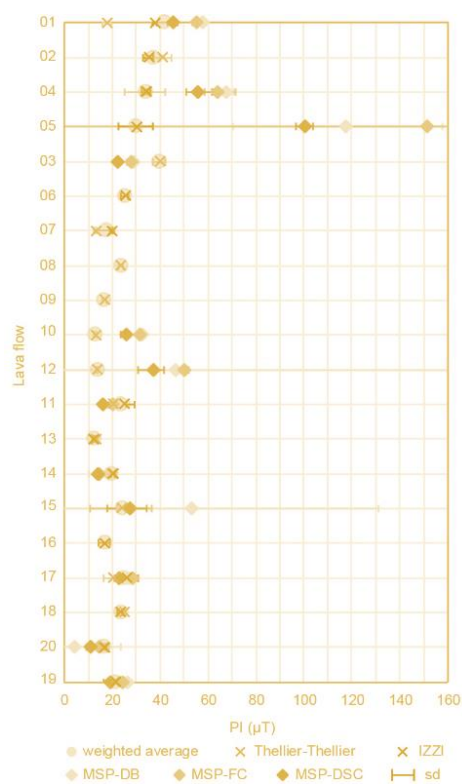
lat (N°)	VADM (ZAm²)	age (Ma)	Ref.	site
-77.9	23.0	1.18	Lawrence et al. (2009)	mc01
-78.3	44.1	1.26	Lawrence et al. (2009)	mc109
-78.2	53.2	1.08	Lawrence et al. (2009)	mc119
-78.2	32.6	1.76	Lawrence et al. (2009)	mc120
-78.3	46.8	1.93	Lawrence et al. (2009)	mc123
-78.3	49.1	1.94	Lawrence et al. (2009)	mc127
-77.9	19.9	1.23	Lawrence et al. (2009)	mc142
-77.9	20.1	1.25	Lawrence et al. (2009)	mc144
-78.2	10.4	1.90	Lawrence et al. (2009)	mc145
-78.2	30.3	1.63	Lawrence et al. (2009)	mc147
-77.5	36.5	1.33	Lawrence et al. (2009)	mc15
-77.5	107.6	1.36	Lawrence et al. (2009)	mc164
-77.5	56.1	1.50	Lawrence et al. (2009)	mc167
-78.3	44.3	1.90	Lawrence et al. (2009)	mc50
-77.9	23.0	1.18	Tauxe et al. (2004a)	mc01
-77.5	37.4	1.33	Tauxe et al. (2004a)	mc15
-78.3	45.3	1.90	Tauxe et al. (2004a)	mc50

Table S6. VADM calculated from the paleointensities between 1 and 2 Ma (age covered by Upper-Korkhi subsequence) extracted from the MagIC database (www2.earthref.org/MagIC) and interpreted by the CCRIT set of selection criteria on its relaxed version proposed in the present study.

lat (N°)	CCRIT VADM (ZAm²)	original VADM (ZAm²)	age (Ma)	Ref.	site
-78.2	4.7	4.1	4.00	Lawrence et al. (2009)	mc132
-78.3			1.99	Lawrence et al. (2009)	mc136
-78.3			4.00	Lawrence et al. (2009)	mc137
-78.3			1.21	Lawrence et al. (2009)	mc138
-78.2	10.4	6.7	1.90	Lawrence et al. (2009)	mc145
-77.8		34.5	2.53	Lawrence et al. (2009)	mc153
-77.7		4.5	3.74	Lawrence et al. (2009)	mc158
-77.7		47.2	0.37	Lawrence et al. (2009)	mc205
-77.7		77.7	0.50	Lawrence et al. (2009)	mc206
-77.6			2.60	Lawrence et al. (2009)	mc212
-77.5			0.11	Lawrence et al. (2009)	mc222
-77.5			0.03	Lawrence et al. (2009)	mc224
42.7			2.89	Tauxe et al. (2004b)	sr27

Table S7. VADM calculated from the paleointensities of transitional polarities extracted from the MagIC database (www2.earthref.org/MagIC) and interpreted by the CCRIT set of selection criteria on its relaxed version proposed in the present study. It also shows the original paleointensity values and those sites where only directional data exist.

6. ABSOLUTE PALEOINTENSITY RESULTS ON THE APNIA AND KORKHI SEQUENCES: MULTI-METHOD APPROACH



6.1. Introducción al capítulo	191
6.2. Absolute intensity determination over a geomagnetic transition recorded in a Pliocene volcanic sequence (Lesser Caucasus): A multi-method and inter-laboratory approach	193
6.2.1. Supplementary material	221
6.3. Multi-method paleointensity study on a Plio-Pleistocene volcanic sequence from Southern Georgia: Near-transition record or weak stable field intensity?	247
6.3.1. Supplementary material	277

6.1. INTRODUCCIÓN AL CAPÍTULO

El objetivo del estudio que se presenta en este capítulo es la determinación y análisis de las paleointensidades obtenidas en las secuencias de Apria y Korkhi, mediante un enfoque multimétodo. La finalidad de este procedimiento es, al igual que se pretendía con la metodología expuesta en el capítulo 5, la obtención de datos alta calidad, necesarios para la creación de modelos más precisos del comportamiento del campo magnético terrestre (CMT).

El enfoque multimétodo busca proporcionar una fiabilidad adicional a los resultados de paleointensidad, mediante la coincidencia de resultados entre métodos que utilizan diferentes protocolos basados en la adquisición y destrucción de la magnetización en diferentes estados de equilibrio energético, en función de la temperatura, el campo aplicado, el campo desmagnetizador, etc... en las diferentes etapas del experimento. La consistencia de resultados procedentes de métodos basados en diferentes principios, respalda su fiabilidad (Biggin et al., 2015; Biggin and Paterson, 2014; Calvo-Rathert et al., 2016; De Groot et al., 2013; Monster et al., 2015). En el estudio que se presenta en este capítulo se compararon y promediaron los resultados obtenidos de las determinaciones tipo Thellier presentadas en el capítulo 5. Estos datos se reinterpretaron bajo unos criterios de selección usados comúnmente en los estudios de paleointensidad y se combinaron con los resultados obtenidos de nuevas determinaciones de paleointensidad en muestras de las mismas coladas, llevadas a cabo con el método multiespécimen (MSP). En la comparación, se tuvieron en cuenta como referencia principal los resultados de tipo Thellier, ya que estos últimos cuentan con un fundamento físico riguroso y una larga trayectoria experimental en comparación con los MSP. Por otro lado, este tipo de análisis también fue útil para discutir y evaluar el rendimiento del método MSP en comparación con los métodos de tipo Thellier.

Los métodos tipo MSP pertenecen a una línea de técnicas todavía controvertida y en estado de evaluación. En este trabajo, se han aplicado dos variantes del método, MSP-DB y MSP-DSC. La variante MSP-DB (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnell, 2006) se basa en la obtención de la paleointensidad mediante un protocolo que utiliza varios especímenes procedentes de la misma muestra que se calientan una sola vez a la misma temperatura, bajo diferentes campos aplicados a cada uno de ellos. De esta forma, el proceso de desmagnetización y adquisición de remanencia durante el experimento de paleointensidad no se ve afectado, en principio, por la historia magnética de los especímenes y se evitan las alteraciones magneto-químicas, al limitar el número de calentamientos. La variante MSP-DSC (domain state correction) (Fabian and Leonhardt, 2010) incorpora una serie de correcciones sobre la fracción de la magnetización utilizada en la determinación y sobre el estado de dominios, con las que corrige posibles cambios debidos al efecto de los granos multidominio y detecta alteraciones.

Las determinaciones tipo multispecimen también se someten a un conjunto de criterios que evalúan su calidad y detectan posibles alteraciones ocurridas durante los experimentos (apartado 3.5.2.1.). El método MSP es una técnica novedosa y todavía en estado de evaluación, por lo que no existe un acuerdo generalizado sobre los criterios de calidad y sus valores umbral. Los criterios y valores propuestos en este trabajo se analizaron en función de la coincidencia de las paleointensidades MSP con las de tipo Thellier.

Por otra parte, también se ha realizado un análisis de láminas delgadas de muestras pertenecientes a ambas secuencias, para aportar nueva información al conocimiento de las características de los minerales portadores de la magnetización.

Se han obtenido resultados de paleointensidad en las 20 coladas de lava que constituyen la secuencia de Apnia y 11 de ellos se apoyan en diferentes métodos de determinación de la paleointensidad. El tramo inferior de polaridad inversa, muestra valores VADM bajos de entre 2.1 y $4.2 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. La única colada transicional da lugar a un VADM de $4.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, y el tramo superior de polaridad normal genera valores más altos de entre 5.1 y $7.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Todas las intensidades obtenidas bajo este estudio se encuentran muy por debajo del momento dipolar recalculado a partir de la intensidad del campo actual en Georgia ($8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). El tramo inferior de polaridad inversa presenta valores de paleointensidad relativamente bajos, característicos de las etapas previas a la inversión. Los valores de paleointensidad relativamente altos registrados en la parte superior de la polaridad normal, pueden reflejar la recuperación de la intensidad después de una inversión completa.

Los VADM obtenidos en Korkhi inferior muestran valores de 2.4 a $5.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, muy por debajo del momento dipolar actual ($\sim 8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). Estas paleointensidades bajas podrían representar una caída de la paleointensidad previa a una inversión direccional completa. Las dataciones radioisotópicas, direcciones paleomagnéticas observadas en cada colada de lava y las paleointensidades bajas, permiten situar la subsecuencia de Korkhi inferior inmediatamente antes de la transición de polaridad inferior del subcrón Kaena. Sin embargo, no se puede descartar la interpretación de Korkhi inferior como un registro de campo estable si se tiene en cuenta la posibilidad de un campo estable promediado en el tiempo débil. La única paleointensidad fiable obtenida en la subsecuencia de Korkhi superior produce un valor de VADM de $12.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ que podría corresponder a un pico de intensidad justo antes de la finalización de una inversión.

Las paleointensidades obtenidas a través del método MSP-DB producen valores más altos que el protocolo MSP-DSC. Tras la realización de las correcciones por fracción y estado de dominios, el método MSP-DSC proporciona valores bastante similares a los obtenidos con los métodos de tipo Thellier.

Las paleointensidades obtenidas a través del método MSP-DB tienen valores más altos que las obtenidas mediante el protocolo MSP-DSC. Tras la realización de las correcciones por fracción y estado del dominios, el método MSP-DSC proporcionaron valores bastante similares a los obtenidos con los métodos del tipo Thellier.

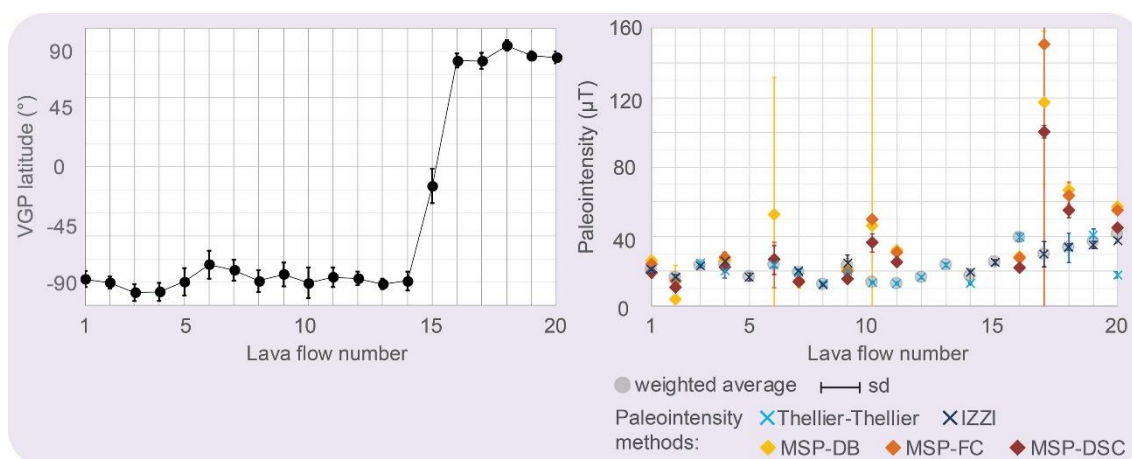
Los resultados obtenidos en la secuencia de Apnia están en revisión por la revista Geoscience Frontiers (Elsevier). Los resultados obtenidos en la secuencia de Korkhi se enviarán a la revista Journal of Geophysical Research (Wiley Online Library).

6.2. ABSOLUTE INTENSITY DETERMINATION OVER A GEOMAGNETIC TRANSITION RECORDED IN A PLIOCENE VOLCANIC SEQUENCE (LESSER CAUCASUS): A MULTI-METHOD AND INTER-LABORATORY APPROACH

In collaboration with: Manuel Calvo-Rathert, Avto Goguitchaichvili, George T. Vashakidze, Juan Morales-Contreras, Pierre Camps, Néstor Vegas, Vladimir A. Lebedev

Key words: polarity transition; Thellier-Thellier protocol; IZZI protocol; MSP protocols; multi-method paleointensities; Lesser Caucasus

Graph abstract



Abstract

We report high technical quality absolute paleointensity determinations from a Pliocene sequence of 20 consecutive lava flows sampled in South Georgia, which record either the Gilbert-Gauss polarity reversal or a composite transition from chron C2Ar to subchron C2An-2n.

Absolute intensity determinations with the multispecimen (MSP) technique were performed from 12 samples with both the original method and the extended protocol with corrections (fraction correction FC and domain state correction DSC). Eight MSP-DSC determinations passed the proposed quality criteria.

In order to provide an additional reliability, check with a multi-method consistency test, Thellier-type paleointensity determinations performed in previous study (Sánchez-Moreno et al., in review) on samples from all 20 flows of the Apnia sequence with the original Thellier-Thellier (TT) protocol and the IZZI protocol, together with MSP determinations from the present study were jointly analyzed. Paleointensity results could be obtained in all 20 lava flows, and 11 flow averages were supported on different methods. At the reverse polarity lower section, low-VADM values between 2.1 and $4.2 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ were obtained. The single transitional flow displayed a VADM of $4.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, and the normal polarity upper section showed higher values between 5.1 and $7.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. All intensities obtained under this study lie well below the present-day dipole moment in Georgia ($8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). The reverse polarity lower part yielded relatively low-paleointensity values, characteristic of pre-reversal stages. The relatively high

paleointensity values recorded in the upper part of normal polarity may reflect the intensity recovery after a complete reversal.

The accepted values obtained through the MSP-DB method produced higher values than the MSP-DSC protocol. However, application of the fraction and domain-state corrections provided values rather similar to those obtained under the conventional Thellier-type methods.

1. Introduction

Both directional and intensity data are crucial to deeply understand the fine characteristics of the Earth's Magnetic Field during reversals and excursions. While the paleomagnetic directions can be obtained in a relatively direct way, the absolute paleointensity determination is more complex and time-consuming because the field intensity is proportional, but not equal, to the remanent magnetization. Paleointensity data are fewer than directional ones because they can only be obtained from materials where the primary magnetization is a thermo-remanent magnetization (TRM), like volcanic rocks. In addition, no magneto-chemical alteration of the remanence-carrying minerals should occur during multiple heating and cooling steps. Furthermore, the laws of reciprocity, independence, and additivity of partial thermoremanent magnetization (pTRM) should be obeyed (Thellier and Thellier, 1959; Dunlop, 2011 and references therein).

This work focuses on the joint analysis of new data obtained in the present investigation with the multispecimen (MSP) method (Biggin and Poidras 2006; Dekkers and Böhnelt 2006; Fabian and Leonhardt 2007) and an already published dataset (Sánchez-Moreno et al., in review), in which paleointensities were determined with both the Thellier-Thellier (Thellier and Thellier, 1959) and the IZZI (Yu et al., 2004) methods. One of the aims of the present study is to provide an additional reliability check with a multi-method consistency test (De Groot et al., 2013; Biggin and Paterson, 2014; Biggin et al., 2015; De Groot et al., 2015; Monster et al., 2015a; Calvo-Rathert et al., 2016; De Groot et al., 2016; Monster et al., 2018).

The MSP-DB is a relatively new paleointensity method supposed to be independent of magnetic domain structure because it presumably eliminates magnetic history effects. Fabian and Leonhardt (2010), however, suggest that it systematically overestimates paleointensity on samples containing MD grains, and thus proposed some additional corrections in a new protocol named multispecimen domain-state-corrected MSP-DSC. Michalk et al. (2010; 2008) and Calvo-Rathert et al. (2016) have also observed paleointensity overestimates with MSP-DB method on lavas containing a significant MD fraction. Some other studies, however, point to similar values or underestimations with both protocols (Muxworthy and Taylor, 2011; De Groot et al., 2012; Tema et al., 2015, 2016; Calvo-Rathert et al., 2018). Another aim of the present study is to assess the quality and reliability of MSP results by comparing them with Thellier-type determinations because the latter are based on a rigorous physical background.

MSP paleointensity determinations from the present study and Thellier-type determinations performed by (Sánchez-Moreno et al., in review) have been carried out in the basaltic flow sequence of Apnia (Djavakheti Highland, Southern Georgia), which

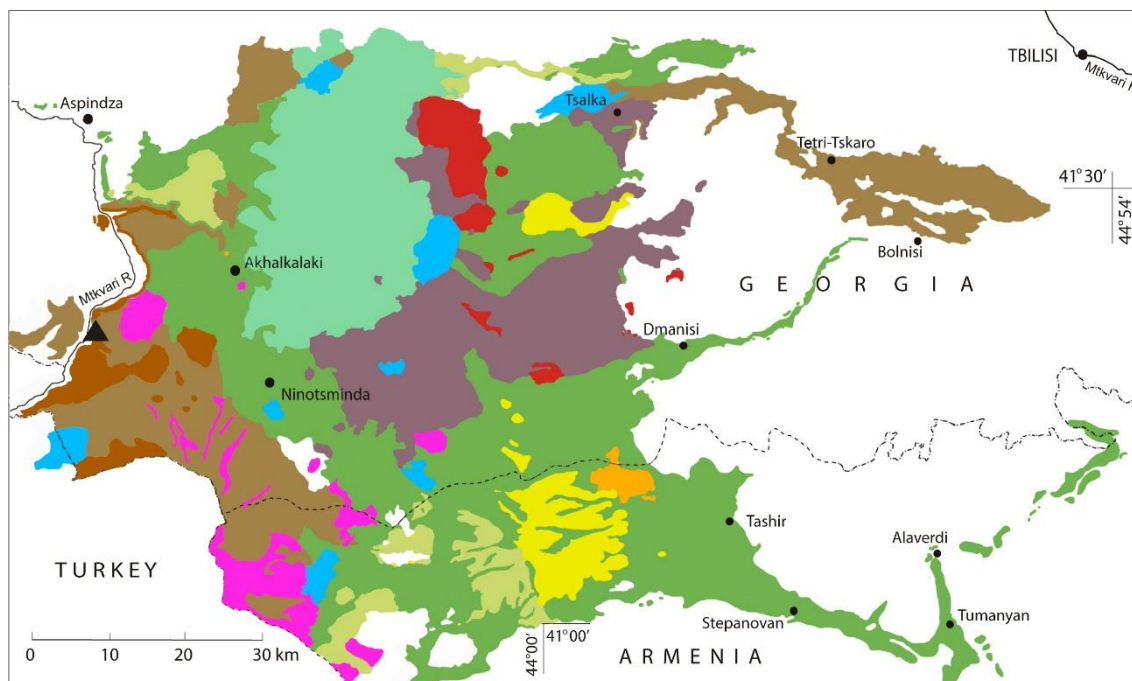
has been radiometrically dated by Lebedev et al. (2008) yielding K-Ar ages between 3.09 ± 0.10 to 3.75 ± 0.25 Ma. The paleomagnetic directions obtained in this sequence, display a record of a geomagnetic transition from reversed to normal polarity, and one of the aims of the present work is to analyze the paleointensity variation during a polarity transition. From bottom to top of the volcanic sequence, the lava flows yielded 14 reversed, one transitional, and 5 normal paleomagnetic directions. Both mean paleomagnetic poles of the stable polarity populations disagree with the expected pole position for this age and the possible occurrence of tectonic rotations has been ruled out (Sánchez-Moreno et al., 2018).

2. Geological setting

The Apnia sequence ($41^{\circ} 21' 40''$ N, $43^{\circ} 16' 02''$ E) was sampled in the volcanic Djavakheti Highland region, located in the central sector of the Lesser Caucasus (South Georgia) (Fig. 1.). This mountain range, included in the Alpine-Himalayan belt, is being generated by the still active collision of the Eurasian and Arabian plates. Within the so-called post-collision stage (Adamia et al., 2011) different stages of volcanic activity have taken place (Lebedev et al., 2008) in the Lesser Caucasus area. The volcanism that generates the materials under study corresponds to the 3.7-1.8 Ma phase. A large number of volcanic cones and fissure volcanoes owing to NW-SE and NE-SW extensional strike-slip structures, also developed by the compressional regime (Avagyan et al., 2010), characterize this phase. This lava flow sequence rises the Djhavakheti and Armenian plateaus and is known as the Akhalkalaki Formation in the Djhavakheti region (Maisuradze and Kuloshvili, 1999).

The Apnia sequence comprises 20 consecutive lava flows of tholeiitic basalts that were sampled from top (AP01) to base (AP20). Between 6 and 12 cores were taken from each successive flow with a portable water-cooled drill and were directly oriented in the field with both a solar and a magnetic compass and an inclinometer. The lowermost dated flow yields a K-Ar age of 3.70 ± 0.20 Ma (flow AP11) and the uppermost one 3.09 ± 0.10 Ma (flow AP01) (Lebedev et al., 2008). In addition, two more dates in flows AP05 and AP08 yield ages of 3.28 ± 0.10 Ma and 3.75 ± 0.25 Ma respectively (Lebedev et al., 2008). The Apnia sequence has been described in a previous work as a record of a composite transition, either the Gilbert Gauss polarity reversal or a composite transition from chron C2Ar to subchron C2An-2n (Sánchez-Moreno et al., 2018).

Figure 1. (Next page) Schematic geological map of the Plio-Pleistocene magmatism in the Djavakheti Highland (Lesser Caucasus) showing lava flow sequences sampled in the present study (Lebedev et al., 2008; Calvo-Rathert et al., 2013; Lebedev 2015). 1 - Quaternary volcanic rocks (andesites and dacites) of the Samsari ridge (800 – 0 ka); 2-10 Pliocene – Early Quaternary volcanic rocks of Akhalkalaki formation: 2 - Basic lavas (1.75 – 1.40 Ma), 3 - Basic lavas (2.15 – 1.95 Ma), 4 - Later dacites and rhyolites of the Javakheti ridge (2.25 Ma), 5 - Hyalodacite (2.5 Ma), 6 - Basic lavas (2.65 – 2.45 Ma), 7 - Earlier rhyolites and dacites of the Djavakheti ridge (2.85 – 2.6 Ma), 8 - Dacites of the SW part of Djavakheti highland (3.15 – 3.11 Ma), 9 - Basic lavas (3.22 – 3.04 Ma), 10 - Basic lavas (3.75 – 3.55 Ma); 11 - Sampled lava flows sequence of Apnia; 12 - Lakes. Location map from Google Earth: Image Landsat/Copernicus © 2018 Basarsoft, US Dept. of State Geographer.



3. Rock magnetic and paleomagnetic results

A comprehensive set of rock-magnetic experiments was carried out to determine the carriers of remanent magnetization, to obtain information about their thermal stability, and to estimate the magnetic domain state. These results were also used to select the most promising samples for paleointensity experiments.

Magnetic mineralogy experiments indicate a pseudo-single-domain (PSD) titanomagnetite with different titanium contents as the main carrier of magnetization (Sánchez-Moreno et al., 2018). The saturation magnetization vs. temperature (Ms-T) curves, allowed to distinguish four different kinds of behavior (Fig. S1): i) Type H: Magnetic minerals are characterized by reversible curves with a single Curie temperature (T_C) near to 580°C, corresponding to low-Ti titanomagnetite/magnetite. ii) Type H*: A similar behavior than type-H samples, with the same low-Ti titanomagnetite phase. Nevertheless, initial and final magnetization differ by more than $\pm 15\%$. In some cases, a weak phase with T_C about 615 °C is detectable. This observation might be attributed to the presence of oxidized magnetite (maghemitization). iii) Type L: This group displays

irreversible behavior and two mineral phases. The first phase is observed in the heating curve between 190 °C and 280 °C and matches high-Ti titanomagnetite. The second one is a high T_C phase observed in both heating and cooling curves, which is interpreted again as low-Ti titanomagnetite, and represents only a tiny fraction of the initial magnetization. iv) Type M: It also shows an irreversible behavior and two phases can be distinguished, low-Ti titanomagnetite and an intermediate T_C phase within the 320 °C to 440 °C range in the heating curve.

Hysteresis parameters depicted in a Day plot show that the samples present a PSD-like magnetic behavior, interpreted as a mixture of single-domain (SD) and multi-domain (MD). We observe that hysteresis parameters have a certain trend towards MD grains. However, a recent study (Roberts et al., 2018) claims that the Day plots do not lead to a simple and direct inference on the domain states, due to the number of variables that influence the hysteresis curve values.

The analysis of paleomagnetic directions recovered from the Apnia volcanic sequence is consistent with a record of a polarity reversal produced between 3 and 4 Ma (Sánchez-Moreno et al., 2018). A succession of 14 lava flows of reversed polarity is shown in the lower part, whose average pole differs from the expected one (Fig. S2). The reversed polarity flows are overlain by a single flow that has registered a transitional polarity, with an intermediate VGP latitude of 12.5°. On the top, 5 lava flows display normal polarity, with a mean pole farther away from the expected pole than the mean pole of the reverse polarity section. Even though, the occurrence of tectonic rotations has been ruled out (Sánchez-Moreno et al., 2018). Therefore, a short recording time unable to average PSV and/or an anomalous EMF record are both possible interpretations from the directional data of Apnia sequence (Sánchez-Moreno et al., 2018).

4. Polished thin sections analysis

Polished thin sections have been analyzed with reflected light optical microscope and scanning electron microscope (SEM) in order to prove the thermoremanent origin of the magnetization, as well as to characterize with more precision, the nature of the mineral carriers of remanence, regarding the textures, morphologies, distribution and sizes of the opaque minerals (i.e. mainly titanomagnetites, see section 3).

Based on the different behaviors of the Ms-T curves, five samples from the Apnia sequence were selected, two from type H and one of each type H*, M and L. The reflected light optical microscopy was carried out in Géosciences Montpellier (Université de Montpellier, France) with a Leitz Orthoplan Microscope. Elaboration of the polished thin sections, backscattered images and composition analyzes were obtained at Universidad del País Vasco (UPV/EHU, Bilbao, Spain). The polished thin sections were carbon coated and analyzed with a JEOL JSM-7000F SEM equipped with an Oxford Inca Pentafet X3 energy dispersive X-ray analyzer (EDX). The EDX microanalysis were performed with a backscattered electron signal (BSE) at 20 kV and a current intensity of 1×10^{-9} A, with a working distance of 10 mm.

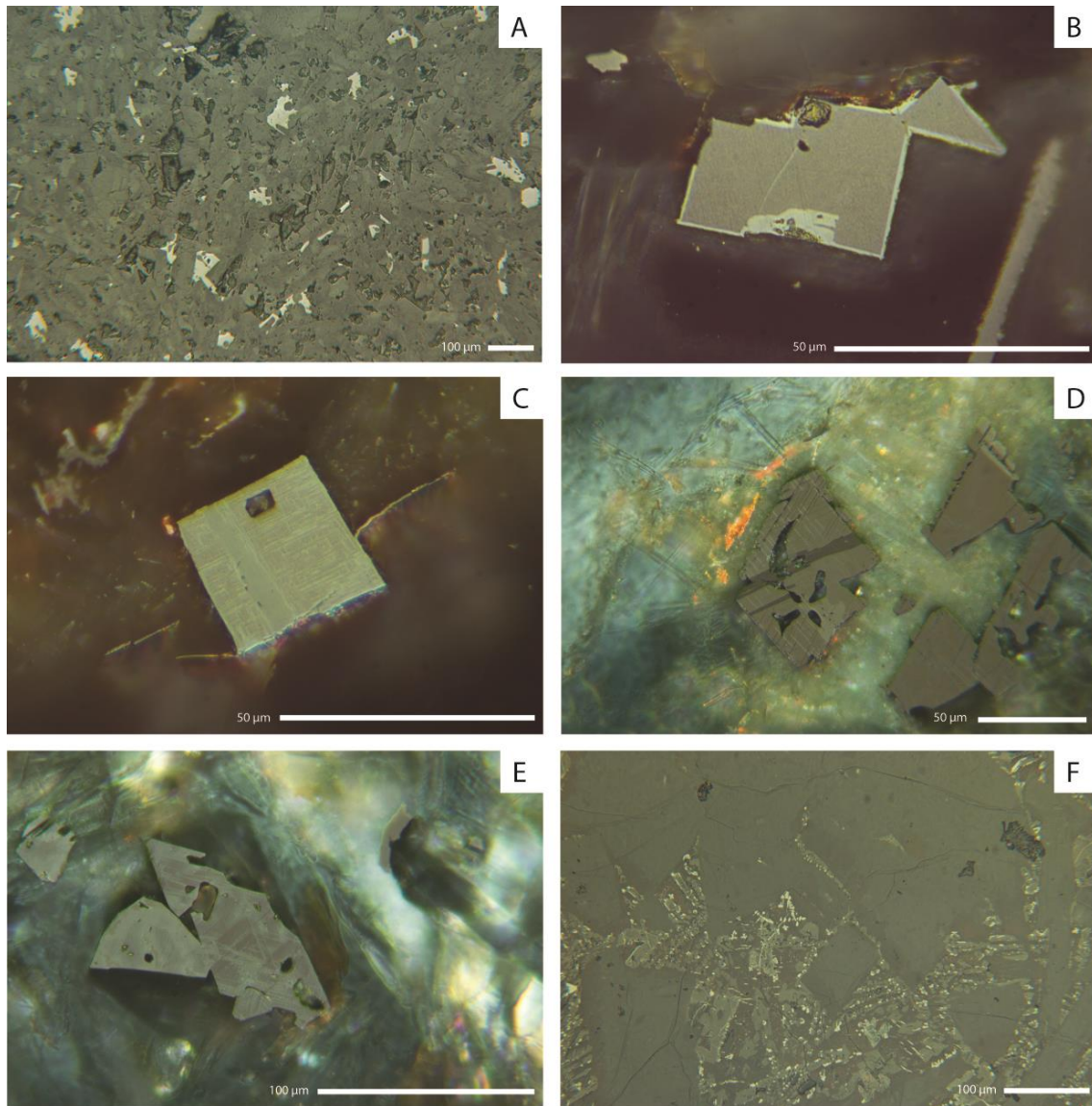


Figure 2. Reflected light optical microscope images of polished thin sections from the Apnia sequence. (a) Overview image of the AP02 sample showing the distribution of euhedral to subhedral crystals. (b) Detailed image of a titanite crystal from AP06 with maghemitization on the crystal edges. (c) and (d) Euhedral titanomagnetite crystal from AP13 with Trellis and Sandwich intergrowths of ilmenite, indicative of C3 oxidation stage. (e) Titanomagnetite crystal with Trellis ilmenite intergrowths pointing out a C3 oxidation stage (AP06). (f) Detailed view of micron-sized titanomagnetite crystals disseminated in AP14.

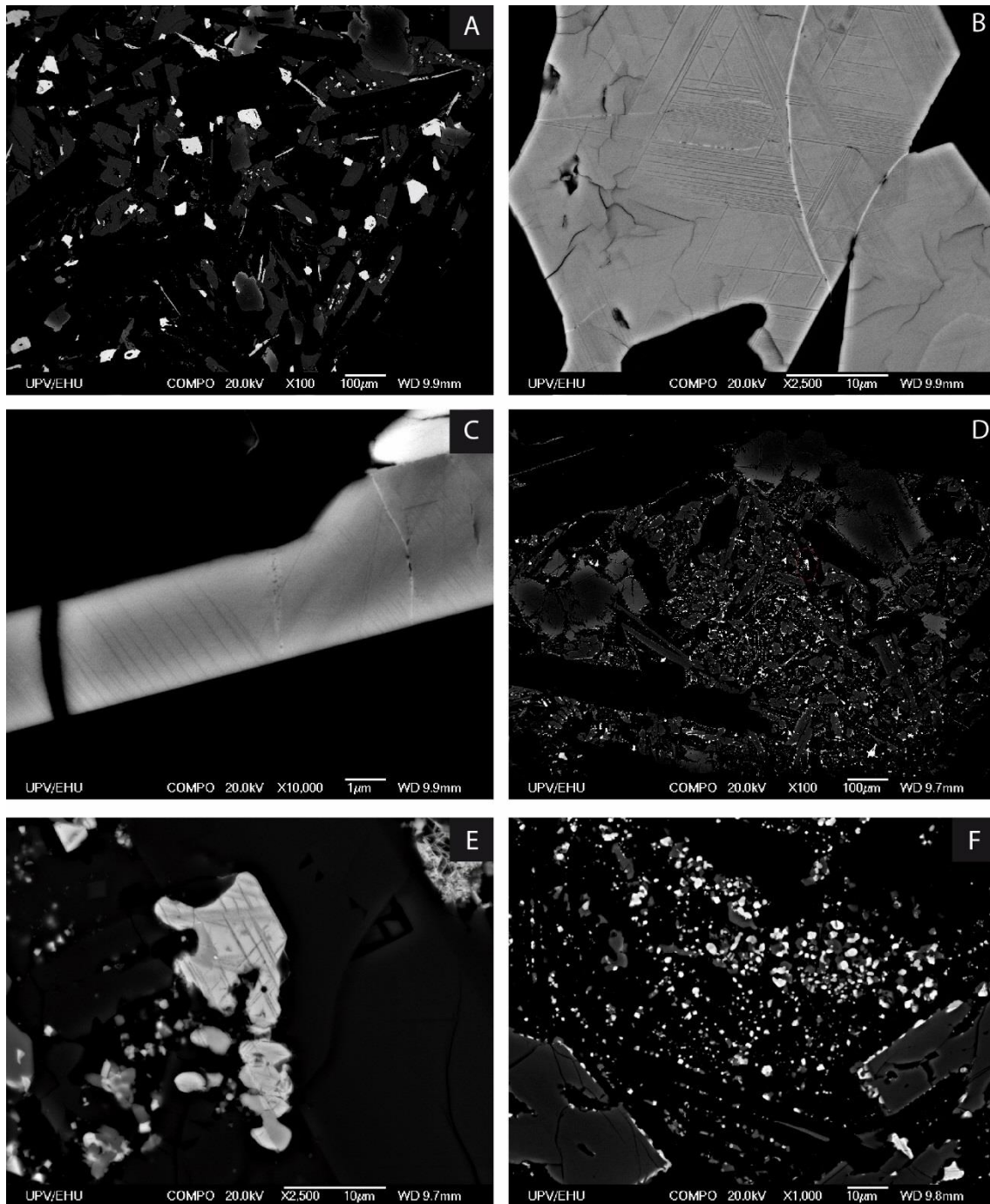


Figure 3. Scanning electron microscope (SEM) images of polished thin sections from the Apnia sequence. (a) Overview image of the AP06 sample showing the distribution of euhedral to subhedral crystals. (b) Detailed image of a titanite crystal from AP06 with Trellis intergrowths of ilmenite, indicative of C3 oxidation stage, and micro-cracks around the crystal boundaries due to maghemitization. (c) Detail of an acicular ilmenite crystal showing exsolved rutile needles, evidence of R2 oxidation stage. Sample AP06. (d) General view of the sample AP08 showing the small size and skeletal morphologies of the opaque minerals. The dash-red circle indicates the crystal of image (e). (e) Titanomagnetite crystal with Trellis and Sandwich ilmenite intergrowths pointing out a C3 oxidation stage (AP08). (f) Detailed view of micron-sized titanomagnetite crystals disseminated in AP08.

The samples are holocrystalline with microporphiric and trachytic textures with vesicles of variable size. They comprise plagioclase, olivine, clinopyroxene, and opaque minerals (for further information about petrology of the Apnia section). Dominant opaque phases are titanomagnetites and ilmenites with different degrees of exsolution or intergrowths.

Based on the textures, distribution and sizes of the opaque minerals, two groups of samples can be distinguished: one characterized by the presence of euhedral to subeuhedral crystals with maximum sizes of 140 μm (samples AP02 and AP06; Fig. 2.a and 3.a); and a second one with anhedral opaque minerals with skeletal and dendritic growth morphologies and maximum crystal sizes of 75 μm (samples AP08, AP13 and AP14; Fig. 3.d), corresponding to quick quenching sectors of the lava flows. In the former group there are homogeneous, non-exsolved, titanomagnetite crystals as well as titanomagnetites with dense ilmenite intergrowths of Trellis and Sandwich types (Fig. 2.c, d, e and 3.b). According to Haggerty (1991) these intergrowths correspond to textural stages C1 to C3 of high temperature ($>600^\circ\text{C}$) oxidation of titanomagnetite. Frequently in basalts, ilmenite and magnetite, exsolution is likely produced by oxidation above T_c during rock formation. This process indicates that original TRM is recorded. Ilmenite crystals also show evidences of oxidation due to the presence of fine ferrian-rutile needles (Fig. 2.c) indicative of an oxidation stage R2 (Haggerty, 1991). Moreover, sample AP06 shows several titanomagnetite crystals undergoing maghemitization along the margins (Fig. 2.b and 3.b), as a product of low-temperature oxidation ($<300^\circ\text{C}$). This process is related to the high T_c observed in the M_s -T curves. In the latter group the titanomagnetites show abundant Trellis and Sandwich types of ilmenite intergrowths (Fig. 2.c, d, e and 3.e) categorized as C3 textural stage of oxidation according to Haggerty (1991). Furthermore, sample AP08 shows small euhedral Ti-poor titanomagnetites in disseminated form (Fig. 2.f and 3.f).

The process of ilmenite intergrowths on titanomagnetites, on the one hand, generates titanomagnetite grains up to 100 times smaller than the original grain, which provides more stable monodomain grains for the determination of paleointensities and on the other hand allows to verify an acquisition of the remanence at high temperature (above Curie temperature), suitable for the type of studies that are carried out in this work. The observed maghemitization is an oxidation process at low temperature produced in later stages where the lava is cooling or is already cold. It indicates a probable secondary magnetization that can blur the direction and the intensity determination, which leads to discard samples for such experiments.

5. Paleointensity methods

In the present study, paleointensity determinations have been performed with the multispecimen technique without corrections (MSP-DB) (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnell, 2006) and with corrections (MSP-FC and MSP-DSC) (Fabian and Leonhardt, 2010). In addition, paleointensity determinations obtained on the same flows with two different Thellier type methods, Thellier-Thellier (TT) (Thellier and Thellier, 1959) and IZZI (Yu et al., 2004) in a previous study (which is in the process of being published), have been jointly analyzed with the results from the MSP determinations. The main motivation of this double approach was to provide an additional reliability check with a

multi-method consistency. On the other hand, this kind of analysis can also help to discuss and evaluate the performance of the MSP method.

5.1. Multispecimen methods

The *Multispecimen parallel differential pTRM* method (MSP-DB) (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnell, 2006) was proposed as a technique fitted to estimating paleointensities independently of domain states of magnetic minerals. Different fields (B_{lab}) are applied to several sister specimens of each sample, parallel to the original NRM (TRM) and at the same temperature. The temperature is chosen to avoid magneto-chemical transformations, but it must be sufficient to create a TRM spanning an adequate fraction for the paleointensity determination. Therefore, the method provides two advantages over the Thellier type: 1) The effects of magnetic history are eliminated if the independence over the domain state structure is assumed. 2) The number of heatings is drastically reduced and the temperature applied is selected to avoid magneto-chemical alterations. Correction steps have been introduced in order to avoid the possible paleointensity overestimation observed in some previous studies (Fabian and Leonhardt, 2007; Michalk et al., 2008, 2010; Calvo-Rathert et al., 2016) on lavas containing a significant MD fraction, questioning the theoretical model first introduced by Biggin and Poidras (2006). The complete *multispecimen - domain state correction* protocol (MSP-DSC) (Fabian and Leonhardt, 2010) includes the same steps than the original MSP-DB method besides three additional heating-cooling cycles. The new steps allow correcting for the TRM fraction involved in the determination (MSP-FC), reducing the pTRM-tail effect from MD grains (MSP-DSC), and calculating the relative alteration produced (see Table S2.).

Measurements were carried out in two different laboratories: *Servicio Arqueomagnético Nacional - Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)* and *Géosciences - Université de Montpellier (France)*. The online version Multispecimen Paleointensity 1.5. software (online version http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/) has been used for the interpretation of MSP results.

The sample pre-selection criteria in the UNAM laboratory were the following: a univectorial ChRM component, the presence of reversible Ms-T curves (H and H* types), a median destructive field (MDF) > 25 μ T in alternating field (AF) demagnetizations and magnetization drops at high temperatures in the thermal demagnetization experiments. The chosen temperature was 450°C, at which 75% of the magnetization still remains. B_{lab} was applied at intervals of 5 or 10 μ T, according to the results being obtained, within a range of 5/10 μ T to 80 μ T, on 7 specimens from each studied lava flow for the MSP-DB protocol and on 4 to 5 specimens for the MSP-DSC protocol. Small irregular fragments were taken from standard samples and prepared in 10cm³-standard size salt pellets. The salt samples were placed in a mu-metal home-made sample holder, heated with the TD48-DC (ASC) thermal demagnetizer, and measured with a JR-6 spinner magnetometer (AGICO).

In Géosciences – Montpellier, the samples were chosen under the same pre-selection criteria as in UNAM. In addition, the specimens of the same core had to show Arai plots without negative pTRM checks in previously performed Thellier-type experiments (Sánchez-Moreno et al., in review). The heating temperature was also set at

450°C. At this temperature the selected samples still retain between 20% and 80% of the TRM in the Thellier-type experiments and it is low enough to avoid magneto-chemical alteration. B_{lab} was applied in intervals of 10 μ T, from 10 μ T to 80 μ T, to 8 specimens from each selected lava flow. Small irregular fragments were taken from standard samples and were prepared in 10-cm³-standard size plaster. The samples were heated in the FURÉMAG prototype furnace (Patent # 1256194). A precise magnetic induction field, perfectly controlled in 3D with a precision better than 1°, was applied to each sample during heating and/or cooling. Fanjat (2012) showed that it is not necessary to apply a cooling rate correction with the MSP protocol (Tema et al., 2015) during the test and the calibration of this furnace. Measurements were performed with a superconducting magnetometer (2G Enterprise).

When the sample's individual declination and inclination measured at different steps was found different to the original NRM, they were not corrected, as it is impossible to apply a correction to the angle due to pTRM-tails caused by MD grains. However, when the maximum angle between the NRM after pTRM acquisition and the total NRM exceeded a critical-angle of 10°, the measurement for that specimen was dismissed. The Alpha parameter α (Fabian and Leonhardt, 2010) is a constant to calculate the domain state effect contribution, used to avoid a possible overestimate of the domain-state contribution. In this work an $\alpha = 0.5$ value is taken for the calculations. A set of criteria based on the linear regression analysis and correction ratio Q_{DB} , Q_{FC} and Q_{DSC} calculations (Fabian and Leonhardt, 2010) under MSP-DB, MSP-FC and MSP-DSC protocols, was used to select the individual MSP data and reject those of poor technical quality (Table S3).

5.2. Multispecimen results

Seven MSP determinations on single cores belonging to 7 different lava flows were measured in the UNAM laboratory and 5 MSP determinations were carried out on samples from 5 different lava flows in Géosciences – Montpellier. In this latter case the specimens for each determination were taken from a single core in 3 cases, and from different but near lying cores in 2 cases (AP01 and AP20). In all, MSP paleointensity determinations could be performed on 12 of the 20 flows comprising the Apnia sequence. Table S1 shows the quality criteria used to select successful paleointensity determinations. Two sets of threshold values of different stringency were chosen to distinguish between two different determination quality levels, class A and class B, (Table S3). After applying the proposed threshold criteria, 6 MSP-DB determinations from a total of 12 are considered as reliable (Table 1), all of them belonging to class B. The determination obtained for flow AP03, however, shows a high relative error ΔB (ΔH from Fabian and Leonhardt (2010), Table S1). Because AP03 meets all remaining criteria, it has been labeled as class B*. It should be mentioned that error parameters ε_{alt} (and also ΔB) may, in theory, also be applied to MSP-DB. Although they cannot be calculated for the MSP-DB protocol, the same processes that generate these errors in the MSP-DSC experiments, also occur in MSP-DB because the temperature attained is the same.

Eight successful determinations were obtained with the MSP-DSC protocol, (67% success rate) 2 of them belonging to class A, 5 to class B and sample AP03 again to B*(Fig. 4 and Table 3). Paleointensities obtained under the MSP-DB protocol range between 14 and 67 μ T, while MSP-DSC paleointensities yield values between 14 and 55 μ T, except for AP05, which despite passing all quality criteria, yields 100 μ T (Table 1).

Site	Spec.	Prot.	N	n	R ²	f	B (μ T)	Cl ₉₅ (μ T)	Cl _{95 T/2} (μ T)	Cl _{95 (T/2)%} (%)	Δ B (μ T)	Δ B (%)	ϵ_{alt} (%)	Class
AP01	03A/04A	DB	8	6	0.9994	-	57.4	[56.8 58.0]	0.6	1.0				B
		FC	8	7	0.9928	0.33-0.53	55.2	[53.2 57.0]	1.9	3.4				
		DSC	8	7	0.9814	0.33-0.53	45.1	[43.1 47.2]	2.1	4.5	7.6	16.9	15.2	B
AP03	04A	DB	8	8	0.9968	-	28.6	[27.8 29.4]	0.8	2.8				B*
		FC	8	7	0.9981	0.21-0.32	27.7	[26.4 28.7]	1.2	4.2				
		DSC	8	6	0.9957	0.21-0.32	22.0	[21.2 23.1]	1.0	4.3	6.7	30.4	15.7	B*
AP04	03BI/All	DB	7	7	0.9859	-	67.1	[63.1 70.5]	3.7	5.5				B
		FC	4	3	0.9958	0.38-0.46	63.7	[58.5 71.5]	6.5	10.2				
		DSC	4	4	0.9893	0.38-0.46	55.4	[50.7 61.8]	5.6	10.0	9.7	17.6	11.0	B
AP05	01B	DB	7	5	0.9406	-	117.5	[70.3 158.6]	43.9	37.3				-
		FC	4	4	0.8563	0.21-0.32	151.0	[-670.0 885.6]	777.8	515.1				
		DSC	4	3	0.9991	0.21-0.32	100.4	[96.9 104.2]	3.6	3.5	23.7	23.6	5.4	B
AP10	04A	DB	8	8	0.9935	-	32.4	[30.9 33.6]	1.4	4.2				B
		FC	8	6	0.9909	0.34-0.44	31.1	[27.2 33.9]	3.4	10.8				
		DSC	8	6	0.9938	0.30-0.44	25.5	[23.5 27.2]	1.9	7.3	3.9	15.1	10.7	B
AP11	02A	DB	8	8	0.9687	-	21.9	[16.7 27.4]	5.4	24.4				-
		FC	8	6	0.9886	0.11-0.19	20.0	[17.5 21.9]	2.2	11.0				
		DSC	8	6	0.9971	0.11-0.19	15.7	[15.1 16.3]	0.6	3.8	4.7	30.0	9.5	T ^v
AP12	07BII/CII	DB	7	6	0.7872	-	46.4	[-258.5 336.0]	297.3	640.6				-
		FC	4	3	0.9988	0.24-0.35	49.9	[47.7 52.0]	2.2	4.3				
		DSC	4	4	0.9830	0.24-0.35	36.8	[30.9 41.6]	5.4	14.5	6.3	17.2	7.2	A
AP14	06B	DB	7	6	0.9858	-	13.6	[10.4 17.3]	3.5	25.4				B
		FC	4	4	0.9998	0.47-0.48	14.4	[14.1 14.6]	0.3	1.7				
		DSC	4	4	0.9992	0.47-0.48	14.0	[13.5 14.4]	0.5	3.2	0.5	3.7	2.6	A
AP15	07A/BII	DB	7	5	0.4624	-	52.8	[-12.2 131.3]	71.8	135.9				-
		FC	4	3	0.9649	0.10-0.18	27.1	[10.5 36.6]	13.1	48.2				
		DSC	4	3	0.9493	0.10-0.18	27.2	[18.0 34.5]	8.3	30.3	0.3	1.2	3.6	T ^v
AP17	06AII/BII	DB	7	6	0.9825	-	26.6	[24.8 28.2]	1.7	6.4				B
		FC	5	3	0.9953	0.24-0.33	28.1	[25.6 30.9]	2.7	9.4				
		DSC	5	3	0.9965	0.24-0.33	22.6	[21.0 24.2]	1.6	7.1	5.9	26.2	8.4	B
AP19	01BII/CII	DB	7	6	0.9946	-	26.2	[25.3 27.0]	0.9	3.2				-
		FC	5	4	0.9931	0.07-0.14	24.2	[20.8 26.7]	3.0	12.2				
		DSC	5	5	0.9784	0.07-0.14	19.2	[16.3 21.8]	2.8	14.3	3.7	19.4	3.4	T ^v
AP20	07B/09C	DB	8	7	0.9381	-	4.1	[-10.9 23.5]	17.2	423.6				-
		FC	8	4	0.9914	0.26-0.32	14.6	[13.4 16.3]	1.5	9.9				
		DSC	8	4	0.9593	0.26-0.32	11.0	[9.05 13.7]	2.3	21.1	5.6	51.1	35.4	T ^v

Table 1. Paleointensity determinations obtained with the MSP-DB (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnell, 2006), MSP-FC and MSP-DSC methods (Fabian and Leonhardt, 2010). *Site*: Lava flow name. *Spec.*: Specimen sub-name. *Prot.*: MSP type protocol. *N*: Number of points / specimens with different B_{lab} applied in the experiment. *n*: Number of points / specimens with different B_{lab} used in the determination. Experimental statistics: *R*², *f*, *Cl*_{95 T/2}, *Cl*_{95 (T/2)%}, Δ B and ϵ_{alt} (see Table S2 of MSP criteria parameters). *B*: Paleointensity value. *Class*: Determination quality level. T^v: Determinations that have not been formally considered reliable MSP determinations in Table 3, but their agreement with Thellier-type results has driven us to consider them for final paleointensity calculations.

Another interesting result arising from the comparison of the DB, FC and DSC protocols, is their relationship in terms of the paleointensity value. In previous works, an overestimation of DB over DSC paleointensities of up to 20% was observed (Fabian and Leonhardt, 2007; Michalk et al., 2008, 2010; Calvo-Rathert et al., 2016). In this work, DSC paleointensities weaker than DB ones have been obtained in all determinations, except in AP20, where intensities $FC > DSC > DB$. In AP14 DB, FC and DSC values are indistinguishable.

5.3. Thellier-type determinations

In a previous study (Sánchez-Moreno et al., in review) Thellier-type paleointensity determinations with the original Thellier-Thellier (TT) protocol (Thellier and Thellier, 1959) and the IZZI protocol (Yu et al., 2004) have been performed on samples from all 20 flows of the Apnia sequence. TT experiments were carried out in the paleomagnetic laboratory of the University of Burgos on small cylindrical specimens of 8 mm diameter with a TD48-SC (ASC) thermal demagnetizer and under argon atmosphere. IZZI experiments were carried out in the paleomagnetic laboratory of the Scripps Institution of Oceanography, UCSD (USA) with specimens prepared as small irregular fragments in 10 mm diameter vials. Experiments were performed in a home-made single chamber thermal demagnetizer under air. In both cases, laboratory field B_{lab} was set at 40 μT and several pTRM checks were performed.

The Thellier GUI PmagPy package software (Tauxe et al., 2016) was used for the interpretation of results obtained with both protocols. A set of selection criteria was used to assess the quality of the experiment conditions, the absence of alterations and the enough amount of magnetization carried by SD grains. Limit values chosen are those proposed in the CCRIT set (Tauxe et al., 2016), and a relaxed version of them RCRIT, which is a set of strict criteria that try to make a Thellier-type determinations selection of high reliability, without having to rely on any other external criteria. It was tested on historical lavas of known field (Cromwell et al., 2015a). Application of these very strict set of criteria yielded 4 out of 55 reliable absolute paleointensity determinations with the TT method and 41 out of 100 with the IZZI method, yielding paleointensity results in 8 of 20 studied lava flows at the site level. At the reverse polarity lower Apnia section, low VADM values between 2.9 and $4.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ were obtained, while the normal polarity upper section displayed a single value of $5.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. All these paleointensity values lie well below the present-day dipole moment in Georgia ($8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$).

One of the aims of the present study was to provide an additional reliability check with a multi-method consistency test. A positive consistency test would ensure the reliability of determinations retrieved from Thellier-type and MSP determinations with matching paleointensity values (e. g. Monster et al., 2015a; Calvo-Rathert et al., 2016; De Groot et al., 2016), as a match obtained from two failed experiments performed with different methods would be highly unlikely. In fact, Biggin and Paterson (2014) suggest that the average per site must include paleointensities from more than one technique. A first condition to perform a comparison between Thellier-type and MSP results is that both have been obtained from successful determinations. On the other hand, if a multi-method consistency test is applied, it would be not necessary that parameters of selection criteria for the Thellier-type experiments are so strict as those applied in the above-mentioned Thellier type experiments, as the final results would not necessarily

need to stand by themselves. In addition, as noted by Patterson et al. (2014), some set of criteria are too strict, as they lead to the rejection of ideal samples subject to experimental noise. For this reason, we have performed a new interpretation of our experimental Thellier-type determinations (Table 2 and 3) with the commonly used ThellierTool criteria (Leonhardt et al., 2004) as modified by Patterson et al. (2014) allowing two quality levels A and B (Table S2), in order to perform a multimethod consistency check together with the results obtained with the MSP determinations from the present study.

Site	Spec.	Tmin (°C)	Tmax (°C)	N	n	β	f	q	k'	MAD anc	α	$\delta(\text{ck})$	n pTRM checks	Class	B _{anc} (μT)	σB (μT)	sd %
AP01	02B3	502	582	12	4	0.05	0.52	7.3	0.260	13.2	18.5	5.2	5	B*	16.5	0.8	5.0
AP01	04A3	502	582	12	4	0.04	0.45	5.9	0.130	5.6	13.6	6.4	5	B	19.1	0.8	4.0
	mean				2										17.8	1.8	10.4
AP02	05B3	0	502	12	9	0.05	0.68	11.0	0.000	6.0	5.1	7.7	2	B	43.5	2.3	5.2
AP02	07B3	0	440	12	7	0.09	0.71	6.2	0.000	10.1	8.6	8.2	2	B	38.5	3.5	9.2
	mean				2										41.0	3.5	8.7
AP03	02B3	0	531	12	9	0.06	0.59	7.7	0.200	4.6	6.1	3.2	4	B	39.6	2.4	6.0
AP04	03B3	351	582	12	7	0.05	0.87	14.0	0.250	5.2	4.9	2.6	4	B	24.6	1.2	5.0
AP04	05B3	351	562	12	8	0.03	0.64	17.6	0.180	7.1	11.7	4.9	5	B	34.6	1.0	3.0
AP04	06B3	304	531	12	8	0.04	0.49	8.4	0.000	5.6	6.2	2.9	4	B	41.2	1.6	4.0
	mean				3										33.5	8.4	25.0
AP07	07B3	440	582	12	5	0.04	0.81	10.9	0.170	8.1	7.6	2.5	4	B	12.9	0.5	4.0
AP08	02A3	351	562	11	7	0.05	0.44	7.7	0.166	6.5	12.1	2.5	5	B	23.6	1.1	4.5
AP09	01B3	142	531	12	9	0.03	0.56	14.6	0.080	6.8	10.2	7.4	4	B	17.4	0.5	3.0
AP09	06A3	414	582	11	6	0.05	0.77	10.3	0.249	11.2	16.2	3.6	4	B*	16.0	0.8	5.0
AP09	07B3	380	582	11	7	0.08	0.64	6.1	0.257	10.5	21.1	2.7	4	B*	16.4	1.3	7.8
	mean				3										16.6	0.7	4.4
AP10	01B3	502	582	12	4	0.05	0.53	7.0	0.180	17.1	3.8	4.1	5	B*	12.5	0.6	5.0
AP10	04B3	474	582	12	5	0.05	0.59	7.6	0.120	8.8	3.0	7.3	5	B	13.3	0.7	5.0
	mean				2										12.9	0.6	4.5
AP11	02B3	380	562	12	7	0.04	0.46	8.1	0.000	8.1	27.3	4.2	5	B*	22.5	0.9	4.0
AP11	07B3	414	582	12	7	0.05	0.75	11.1	0.240	10.3	14.8	3.2	5	B	18.1	0.9	5.0
	mean				2										20.3	3.1	15.5
AP12	05A3	474	582	12	5	0.05	0.76	9.9	0.240	10.6	13.7	2.0	5	B	13.3	0.7	5.0
AP12	07B3	380	582	12	8	0.04	0.91	12.8	0.230	6.5	2.3	4.0	5	B	13.8	0.6	4.0
	mean				2										13.6	0.4	2.6
AP13	03B3	440	562	12	5	0.05	0.65	9.1	0.050	8.7	10.7	7.9	5	B	13.0	0.7	5.0
AP14	02A3	351	582	11	8	0.05	0.62	10.5	0.050	10.7	5.6	4.1	4	B	18.1	0.9	5.0
AP14	05B3	142	582	12	11	0.03	0.82	27.0	0.050	5.3	7.3	4.0	5	A	20.5	0.6	3.0
AP14	06B3	142	582	12	11	0.03	0.79	22.3	0.090	4.8	4.6	2.3	5	A	20.2	0.6	3.0
	mean				3										19.6	1.3	6.8
AP15	07B3	380	582	10	7	0.07	0.67	6.3	0.000	8.3	12.5	3.3	2	B	23.9	1.6	6.9
AP17	06B3	351	582	12	9	0.02	0.74	27.5	0.080	7.0	3.9	2.1	4	A	23.0	0.5	2.0
AP17	07A3	351	582	12	9	0.04	0.61	11.4	0.000	4.7	6.3	2.8	5	A	17.4	0.7	4.0
	mean				2										20.2	4.0	19.6

AP18	02B3	351	582	12	9	0.02	0.64	26.7	0.040	3.8	8.9	4.7	5	A	24.7	0.5	2.0
AP19	01B3	380	582	12	8	0.09	0.81	5.0	0.000	12.2	13.9	4.9	5	B	21.5	1.9	9.0
AP19	06B3	380	582	12	8	0.05	0.80	10.5	0.000	11.5	10.5	3.7	5	B	20.3	1.0	5.0
mean				2											20.9	0.8	4.1
AP20	02B3	0	582	12	12	0.02	0.76	26.5	0.030	6.7	4.5	4.8	5	A	17.6	0.4	2.0
AP20	05A3	0	582	12	12	0.03	0.76	22.4	0.140	6.8	2.2	4.8	5	A	17.3	0.5	3.0
AP20	08B3	440	562	12	5	0.05	0.54	7.4	0.130	9.8	12.1	6.1	5	B	14.1	0.7	5.0
mean				2											16.4	1.9	11.8

Table 2. Successful paleointensity determinations obtained with the Thellier-Thellier (1959) method. Individual and average intensities per flow are showed. *Site*: Lava flow name. *Spec.*: Specimen sub-name. *Tmin*, *Tmax*: Minimum and maximum temperature used for the determination. *N*: Number of experiment steps. *n*: Number of experiment steps used in the determination. Experimental statistics: β , f , q , g , $|k'|$, MAD_{anc} , α , $\delta(ck)$, n *pTRM* checks (see the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014)). *Class*: Determination quality level. B_{anc} : Paleointensity value. σ_B : paleointensity error ($B_{anc} \times \beta$) when $N=1$ and standard deviation when $N>1$ (s from Paterson et al. (2014)). *sd* %: Standard deviation as percentage of a single value ($\sigma_B/B_{anc} \times 100$) or of a mean value (δB (%) from SPD v1.1).

Site	Spec.	Tmin (°C)	Tmax (°C)	N	n	β	f	q	$ k' $	MAD anc	α	$\delta(ck)$	n pTRM checks	Class	B_{anc} (μT)	σ_B (μT)	sd %
AP01	06B3	475	600	14	8	0.02	0.89	43.5	0.000	2.1	1.0	1.1	5	A	37.8	0.8	2.0
AP02	06C3	200	500	10	5	0.05	0.63	9.8	0.150	7.6	14.6	2.7	2	B	35.1	1.8	5.0
AP02	06C4	0	500	10	6	0.02	0.74	23.7	0.110	5.8	8.6	4.8	2	A	37.2	0.7	2.0
AP02	06C5	0	500	10	6	0.05	0.73	10.5	0.220	6.4	9.4	4.5	2	B	35.9	1.8	5.0
AP02	06C6	0	500	10	6	0.05	0.68	10.6	0.170	6.7	11.8	2.6	2	B	32.1	1.6	5.0
mean				4											35.1	2.1	6.1
AP04	01B3	450	600	10	6	0.05	0.85	12.9	0.120	1.3	0.7	4.4	4	A	33.6	1.7	5.0
AP04	01C3	450	600	14	9	0.01	0.84	47.6	0.000	1.9	1.3	5.9	5	B	31.9	0.3	1.0
AP04	02B3	450	600	15	9	0.02	0.83	34.7	0.040	2.7	1.8	5.9	6	B	35.2	0.7	2.0
AP04	02B4	400	600	10	7	0.03	0.89	24.5	0.140	2.4	1.6	2.3	4	A	35.7	1.1	3.0
mean				4											34.1	1.7	5.1
AP05	02A3	540	600	10	4	0.07	0.53	4.9	0.100	2.1	1.9	2.5	4	A	29.9	2.1	7.0
AP05	02C3	450	570	15	7	0.03	0.48	13.9	0.110	3.9	7.3	7.6	5	B	47.3	1.4	3.0
AP05	06B3	500	600	14	7	0.06	0.68	8.6	0.230	2.2	2.6	2.8	5	B	35.9	2.2	6.0
AP05	06B4	500	600	10	5	0.06	0.63	7.9	0.260	2.4	3.7	3.1	4	B	35.9	2.2	6.0
mean				4											29.9	7.3	19.5
AP06	08A3	500	600	14	7	0.02	0.67	21.9	0.410	3.9	3.3	4.2	3	B	23.9	0.5	2.0
AP06	08A4	500	600	10	5	0.04	0.65	11.0	0.190	3.6	3.8	7.4	4	B	27.1	1.1	4.0
AP06	08A6	500	600	10	5	0.04	0.66	12.2	0.160	3.2	2.5	7.2	4	B	24.8	1.0	4.0
mean				3											25.2	1.6	6.5
AP07	04A3	500	600	14	7	0.04	0.72	14.0	0.260	4.8	4.6	2.8	5	B	19.9	0.8	4.0
AP07	06B4	400	600	10	7	0.03	0.88	23.3	0.110	3.7	2.6	5.7	4	B	19.2	0.6	3.0
mean				2											19.6	0.5	2.6
AP11	01B3	475	600	15	8	0.03	0.72	19.5	0.240	5.3	3.5	2.5	6	B	27.8	0.8	3.0
AP11	01B5	350	600	10	8	0.04	0.86	16.6	0.240	2.0	2.0	5.6	4	B	29.7	1.2	4.0
AP11	03A3	525	600	15	6	0.05	0.56	7.5	0.269	4.5	5.6	3.3	6	B	20.4	1.0	5.0
AP11	03A4	400	600	10	7	0.04	0.82	14.6	0.275	4.2	4.2	6.5	4	B ^k	21.7	0.9	4.0
mean				4											24.9	4.6	18.3
AP13	01B4	500	600	10	5	0.03	0.62	14.5	0.130	6.5	4.0	5.7	4	B	12.1	0.4	3.0
AP13	05C3	500	600	14	7	0.04	0.77	14.4	0.250	6.4	3.3	5.7	5	B	12.4	0.5	4.0
mean				2											12.2	0.2	1.4
AP14	01A3	200	600	15	13	0.01	0.81	53.2	0.050	3.9	2.0	4.0	6	A	19.0	0.2	1.0

AP14	03A3	200	600	15	13	0.02	0.86	44.4	0.150	2.4	2.3	4.1	6	A	20.0	0.4	2.0
AP14	04B3	200	600	15	13	0.01	0.84	52.3	0.110	4.1	2.7	5.1	6	B	20.9	0.2	1.0
AP14	07B3	200	600	15	13	0.01	0.80	87.8	0.030	3.4	1.7	4.5	6	A	20.4	0.2	1.0
AP14	08B3	200	600	15	13	0.01	0.83	74.2	0.030	3.3	1.7	3.9	6	A	20.6	0.2	1.0
AP14	08B4	200	600	10	9	0.04	0.84	17.5	0.160	1.9	1.6	4.2	4	A	20.7	0.8	4.0
	mean				6										20.3	0.7	3.4
AP16	07A3	350	600	14	11	0.02	0.79	30.2	0.160	4.6	4.6	2.3	5	A	17.9	0.4	2.0
AP16	07A4	350	600	10	8	0.03	0.79	20.6	0.130	2.6	3.5	2.7	4	A	18.7	0.6	3.0
AP16	07A5	400	600	10	7	0.01	0.70	68.4	0.010	3.0	3.6	2.6	4	A	18.6	0.2	1.0
AP16	07B3	350	600	10	8	0.06	0.76	9.8	0.270	1.9	2.3	4.3	4	B	14.8	0.9	6.0
AP16	07B4	350	600	10	8	0.05	0.75	13.2	0.230	4.4	4.9	4.3	4	B	13.7	0.7	5.0
	mean				5										16.8	2.3	13.9
AP17	01B3	350	600	14	11	0.02	0.80	31.0	0.220	3.8	3.5	2.7	5	B	26.1	0.5	2.0
AP17	01B4	400	600	10	7	0.04	0.74	14.2	0.284	3.7	3.2	4.5	4	B ^k	27.9	1.1	4.0
AP17	01B5	400	600	10	7	0.04	0.75	15.5	0.240	3.0	1.8	3.2	4	B	25.9	1.0	4.0
AP17	04B3	400	600	15	10	0.02	0.81	34.6	0.130	4.6	3.7	1.9	6	A	19.3	0.4	2.0
AP17	04B4	450	600	10	6	0.06	0.78	10.3	0.240	6.0	4.4	3.3	3	B	17.9	1.1	6.0
AP17	05B3	350	600	14	11	0.02	0.86	42.1	0.110	5.3	4.5	1.1	5	A	17.9	0.4	2.0
AP17	08B3	400	600	14	10	0.04	0.80	18.0	0.290	5.0	6.8	1.9	5	B ^k	16.8	0.7	4.0
	mean				7										26.1	4.7	21.9
AP18	03B3	350	600	14	11	0.02	0.81	47.8	0.080	4.0	3.7	1.0	5	A	23.8	0.5	2.0
AP18	05B3	450	600	15	9	0.02	0.76	36.2	0.050	4.5	3.6	3.2	6	A	21.6	0.4	2.0
AP18	05B4	400	600	10	7	0.02	0.85	30.2	0.000	3.0	2.0	2.4	4	A	23.0	0.5	2.0
AP18	05B5	400	600	10	7	0.03	0.80	18.7	0.050	1.4	0.8	2.0	4	A	23.9	0.7	3.0
	mean				4										23.1	1.1	4.6
AP19	02B3	400	600	15	10	0.02	0.92	31.7	0.090	3.3	2.5	2.6	5	A	19.6	0.4	2.0
AP19	03B3	475	600	15	8	0.02	0.87	29.7	0.000	2.5	1.7	6.1	6	B	21.2	0.4	2.0
AP19	05B3	450	600	14	9	0.02	0.90	43.7	0.120	3.2	1.7	1.3	5	A	22.2	0.4	2.0
AP19	07A3	450	600	14	9	0.02	0.90	32.3	0.110	3.3	1.3	4.3	5	A	22.0	0.4	2.0
AP19	07A4	450	600	10	6	0.04	0.91	17.6	0.220	3.8	2.5	1.7	4	B	21.6	0.9	4.0
	mean				5										21.3	1.0	1.9
AP20	01B3	400	600	15	10	0.03	0.82	21.5	0.240	4.6	4.2	4.4	6	B	17.6	0.5	3.0
AP20	04A3	350	600	15	11	0.03	0.91	22.9	0.260	4.9	5.0	4.8	6	B	16.0	0.5	3.0
AP20	06A3	400	600	14	10	0.03	0.83	22.7	0.200	4.2	4.5	3.8	5	B	16.8	0.5	3.0
	mean				3										16.8	0.8	4.7

Table 3. Successful paleointensity determinations obtained with the IZZI method (Yu et al., 2004). Individual and average intensities per flow are showed. *Site*: Lava flow name. *Spec*: Specimen sub-name. *Tmin*, *Tmax*: Minimum and maximum temperature used for the determination. *N*: Number of experiment steps. *n*: Number of experiment steps used in the determination. Experimental statistics: β , f , q , g , $|k'|$, MAD_{anc} , α , $\delta(dk)$, n *pTRM* checks (see the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014)). *Class*: Determination quality level. B_{anc} : Paleointensity value. σ_B : paleointensity error ($B_{anc} \times \beta$) when $N=1$ and standard deviation when $N>1$ (s from Paterson et al. (2014)). *sd %*: Standard deviation as percentage of a single value ($\sigma_B B_{anc} \times 100$) or of a mean value (δB (%) from SPD v1.1).

6. Discussion

6.1. MSP method and quality criteria

One of the aims of the present work is to analyze the paleointensity variation during a polarity transition. For this analysis, reliable paleointensity data, ideally for each lava flow are needed. The comparison of the results obtained from the different types of paleointensity determination experiments may reinforce their reliability. Two different Thellier-type methods (Thellier-Thellier and IZZI) and the MSP method including three different protocols including corrections have been considered. There is a general agreement among the paleomagnetic community that Thellier-type methods should be considered as the most reliable ones because of their robust physical basis. MSP methods, however, are more recent and still need to be substantiated, for which a greater number of data is needed. For these reasons, MSP results and some criteria used to select them will be discussed in the following sections.

The fraction range f (Fabian and Leonhardt, 2010) is the ratio between the fraction of NRM removed and overprinted by the laboratory pTRM for each point, i. e. for each specimen subjected to a different B_{lab} . The commonly proposed threshold values lie between 0.2 and 0.8 (20% and 80% of the total NRM). In this interval, the fraction is large enough to be accurately measured and still clearly below a total TRM (Tema et al., 2016). It is obtained from the half vector sum between measurements m_1 and m_2 of the MSP-DSC procedure (Table S2) normalized by the NRM, and for this reason it can only be calculated for the FC and DSC determinations. Even so, we consider that it is also applicable to the original DB method, because it depends on the temperature reached during the experiment (and therefore on the amount of TRM unblocked and overprinted), which in the three MSP variants is the same. In the present study, it was decided to apply 450°C to all samples, but in some determinations, f is less than 0.2. In such cases, a higher temperature would have been more adequate, since the magnetization drop in these samples occurs at slightly higher temperatures, and the f -range used in the MSP experiments is sensitive to the temperature applied. Comparison with Thellier-type experiments, however, shows that some determinations in which $f < 0.2$ (AP11, AP15 and AP19) yield similar paleointensities (see section 7.2.). This observation may indicate that a lower f range may be valid in MSP in some specific cases. In the present study, these three determinations have not been formally considered reliable MSP determinations in Table 3, but their agreement with Thellier-type results (see discussion below) has driven us to consider them for final paleointensity calculations. In Table 3 they have been named as Thellier-validated (T^V) results.

The average alteration error ϵ_{alt} (Fabian and Leonhardt, 2010) is also one of the new quality criteria used in the MSP-DSC protocol. It is calculated with measurement m_1 and repeated measurement m_4 of the of the MSP-DSC procedure (Table S2). As it is considered that when thermo-chemical changes occur, the temperature attained is more important than the number of heatings, it is possible to use ϵ_{alt} for all MSP variants. Monster et al. (2015a and b) have proposed a strict threshold of 3%, which is used by Calvo-Rathert et al. (2016), while Tema et al. (2016) take a more flexible 10%. Comparing the obtained MSP paleointensity values with the Thellier-type ones (as will be discussed in the next section) and analyzing their coincidences, in this work 10% is used for class A and 15% for class B determinations.

Parameters ΔB (ΔH from Fabian and Leonhardt, 2010) and CI_{95} (see Multispecimen Paleointensity 1.5. software online version <http://ambre.gm.univ-montp2.fr>) provide an estimation of the uncertainty. CI_{95} is the bootstrapped 95% confidence interval calculated and critically evaluated with the Shapiro-Wilk test of normality (see MultiSpecimen Paleointensity software online version http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/). It is in reasonably good agreement and within the error bar compared to the value obtained with the conventional Thellier protocol (Tema et al., 2015). An almost ideal determination is achieved when the upper and lower limits are symmetrical with respect to the paleointensity value. ΔB is the final error of the determination obtained by the total error of each specimen used in the determination (see ΔQ_i in Table S3). To find out ΔB , the alteration-induced error (which includes ϵ_{alt}) and the approximation of the absolute error of the domain-state correction are calculated. Like the relative alteration error ϵ_{alt} , ΔB also depends on the temperature reached, and hence it may be considered to evaluate the quality of DB and FC determinations as well as those of the DSC. In the present study, the results provided in several cases by CI_{95} and ΔB are contradictory. In such cases, only the CI_{95} parameter is taken into account.

6.2. MSP vs. Thellier-type

In this section, the agreement between mean flow paleointensities obtained with Thellier-type and MSP methods will be analyzed. For this comparison, and later calculation of the final flow-average paleointensities (Table 5), the results obtained with the DSC protocol have been considered as more reliable (see section 6.3) than those obtained with the MSP-DB protocol. It must be noted that some MSP-DSC paleointensities do not pass all quality criteria but agree with those obtained with Thellier-type methods

All flows have been grouped according to the agreement of their MSP-DSC and Thellier-type paleointensity results together with their technical quality. For this classification we assume that TT-IZZI and MSP-DSC mean paleointensities agree if the difference between them is less than $8 \mu T$. The use of relative differences to quantify the agreement of results in the lower section, implies too small errors when compared to the experimental results. Consequently, a standard value has been chosen. In this case, it is 15% of the present-day field in Georgia ($50 \mu T$), which is approximately $8 \mu T$. The problem of applying the same percentage to both low and high paleointensities is discussed in Tauxe and Staudigel (2004) and Tauxe (2006). The following types of behavior can be distinguished:

Class 1. Good technical quality MSP-DSC paleointensities agree with Thellier-type ones: This case is observed for flows AP01, AP14 and AP17.

Class 2. Good technical quality MSP-DSC paleointensities disagree with Thellier-type ones: This case happens in flows AP03, AP04, AP05, AP10 and AP12. Here, MSP-DSC determinations are rejected because the reliability of Thellier-type methods over MSP is *a priori* assumed. In addition, the Thellier-type determinations are based on a greater number of determinations.

Class 3. Bad quality MSP-DSC paleointensities agree with Thellier-type ones: This case could be observed in flows AP11, AP15, AP19 and AP20. In such case MSP-DSC data

support the reliability of Thellier-type results. This case may arise doubts about the chosen threshold values of the quality parameters used (see section 7). Only AP11 and AP19 do not fit the quality criterion f . As discussed in the previous section, we consider them reliable with $f < 0.2$.

The comparison of results obtained from MSP and Thellier methods can also supply interesting information regarding the supposed ability of the first one to provide successful results. Especially in those cases when TT or IZZI display concave-up-shape Arai plots which are not able to deliver reliable paleointensity results. For flow AP01, specimens from two different samples (03A and 04A) have been used in an MSP-DSC determination, which pass the quality criteria. In a specimen of the same sample 03A, an IZZI determination with a concave-up shape Arai plot was detected. Specimen 04A, on the other hand, shows a linear-shape Arai plot, but a MD trend in the Day-plot. In flow AP05, sample 01B displays a concave-up-shaped Arai plot and a successful MSP-DSC determination. Therefore, we believe that the MSP-DSC determination behaved independently of the domain state in these samples.

Site	TT				IZZI				MSP-DB			MSP-FC			MSP-DSC					
	n	PI (μT)	sd (μT)	sd %	n	PI (μT)	sd (μT)	sd %	n	PI (μT)	95% CI (μT)	95% CI _{T/2} (%)	n	PI (μT)	95% CI (μT)	95% CI _{T/2} (%)	n	PI (μT)	95% CI (μT)	95% CI _{T/2} (%)
AP01	2	17.8	1.8	10.4	1	37.8	0.8	2.0	6	57.4	[56.8 - 58.0]	1.0	7	55.2	[53.2 - 57.0]	3.4	7	45.1	[43.1 - 47.2]	4.5
AP02	2	41.0	3.5	8.7	4	35.1	2.1	6.1												
AP04	3	33.5	8.4	25.0	4	34.1	1.7	5.1	7	67.1	[63.1 - 70.5]	5.5	3	63.7	[58.5 - 71.5]	10.2	4	55.4	[50.7 - 61.8]	10.0
AP05					4	29.9	7.3	19.5	5	117.5	[70.3 - 158.6]	37.3	4	151.0	[-670.0 - 885.6]	515.1	3	100.4	[96.9 - 104.2]	3.5
AP03	1	39.6	2.4	6.0					8	28.6	[27.8 - 29.4]	2.8	7	27.7	[26.4 - 28.7]	4.2	6	22.0	[21.2 - 23.1]	4.3
AP06					3	25.2	1.6	6.5												
AP07	1	12.9	0.5	4.0	2	19.6	0.5	2.6												
AP08	1	23.6	1.1	4.5																
AP09	3	16.6	0.7	4.4																
AP10	2	12.9	0.6	4.5					8	32.4	[30.9 - 33.6]	4.2	6	31.1	[27.2 - 33.9]	10.8	6	25.5	[23.5 - 27.2]	7.3
AP12	2	13.6	0.4	2.6					6	46.4	[-258.5 - 336.0]	640.6	3	49.9	[47.7 - 52.0]	4.3	4	36.8	[30.9 - 41.6]	14.5
AP11	2	20.3	3.1	15.5	4	24.9	4.6	18.3	8	21.9	[16.7 - 27.4]	24.4	6	20.0	[17.5 - 21.9]	11.0	6	15.7	[15.1 - 16.3]	3.8
AP13	1	13.0	0.7	5.0	2	12.2	0.2	1.4												
AP14	3	19.6	1.3	6.8	6	20.3	0.7	3.4	6	13.6	[10.4 - 17.3]	25.4	4	14.4	[14.1 - 14.6]	1.7	4	14.0	[13.5 - 14.4]	3.2
AP15	1	23.9	1.6	6.9					5	52.8	[-12.2 - 131.3]	135.9	3	27.1	[10.5 - 36.6]	48.2	3	27.2	[18.0 - 34.5]	30.3
AP16					5	16.8	2.3	13.9												
AP17	2	20.2	4.0	19.6	7	26.1	4.7	21.9	6	26.6	[24.8 - 28.2]	6.4	3	28.1	[25.6 - 30.9]	9.4	3	22.6	[21.0 - 24.2]	7.1
AP18	1	24.7	0.5	2.0	4	23.1	1.1	4.6												
AP20	2	16.4	1.9	11.8	3	16.8	0.8	4.7	7	4.1	[-10.9 - 23.5]	423.6	4	14.6	[13.4 - 16.3]	9.9	4	11.0	[9.1 - 13.7]	21.1
AP19	2	20.9	0.8	4.1	5	21.3	1.0	1.9	6	26.2	[25.3 - 27.0]	3.2	4	24.2	[20.8 - 26.7]	12.2	5	19.2	[16.3 - 21.8]	14.3

Table 4. Paleointensity averaged for each lava flow and for each the absolute paleointensity determination method. All the paleointensities obtained by the multispecimen method are shown, although the quality criteria are not fulfilled.

6.3. Paleointensity average per lava flow

As mentioned above, three different types of paleointensity determination have been used and results show a rather large variability. The question arises about how reliable and representative may result final paleointensity values. It should be considered that the paleointensity for each lava flow has been averaged for each method if determinations passed the proposed quality thresholds. In addition, for MSP-DSC determinations, the agreement with Thellier-type results is considered as decisive. In doubtful cases, the agreement with paleointensities obtained in adjoining flows is also taken into account. Mean paleointensities have been weighted according to the number of determinations of each method (Table 5), and the valid average paleointensity per flow must have a standard deviation value within $\pm 25\%$. According to the methods involved in the average, various quality levels can be distinguished.

Quality 1: Average paleointensity per lava flow calculated with at least one Thellier-type determination and one MSP-DSC determination of good quality and matching Thellier results. Flows AP01, AP14 and AP17 present the most reliable paleointensities (Table 3) yielding quality 1 results.

Quality 2: Three or more TT and IZZI determinations comprise the average. Alternatively, at least a single Thellier-type determination and an MSP-DSC determination that do not reach all quality thresholds but match the results obtained with the Thellier method (AP11, AP15, AP19 and AP20). In this latter case, the average paleointensity has been calculated without MSP-DSC (Table 5). In total, 9 determinations have been obtained.

Quality 3: Three or more determinations of a single Thellier-type method. Alternatively, a reliable MSP determination together with a Thellier-type experiment yielding a concave up Arai plot. However, no reliable MSP determinations accompanied by a concave up Arai plot were obtained in all the sequence. MSP-DSC results from AP05 yielded acceptable quality parameters, but the paleointensity value obtained displays an abnormally strong value, which clearly disagrees with the Thellier-type results. Therefore, this value has been discarded and only the average obtained from 4 IZZI determinations has been selected in AP05.

Quality 4: Less than three determinations of a single Thellier-type method. They are taken into account if they match the adjacent lava flow paleointensities, as is the case of AP03, AP08, AP10 and AP12. Flow AP03 might present the most questionable result because it has been obtained from a single Thellier-Thellier determination. Nevertheless, it agrees with the results from the adjacent flows.

Finally, average paleointensities have been obtained for all the 20 flows that comprise the Apnia sequence (Table 5 and Fig. 4). Three paleointensities belong to quality level 1, nine to quality 2, four to quality 3 and four to quality 4. Paleointensity values in the lower section of reverse polarity range between $12.5 \mu\text{T}$ and $24.6 \mu\text{T}$. The intermediate polarity flow gives a value of $25.2 \mu\text{T}$. While in the upper section of normal polarity, the paleointensities show higher values, which range between $29.9 \mu\text{T}$ and $41.5 \mu\text{T}$. The virtual axial dipole moment (VADM) has also been calculated for the final average paleointensities (Table 4), yielding values of between 2.1 and $4.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ in the

reverse polarity part, $4.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ in the transitional polarity flow and in the normal polarity section between 5.1 and $7.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$.

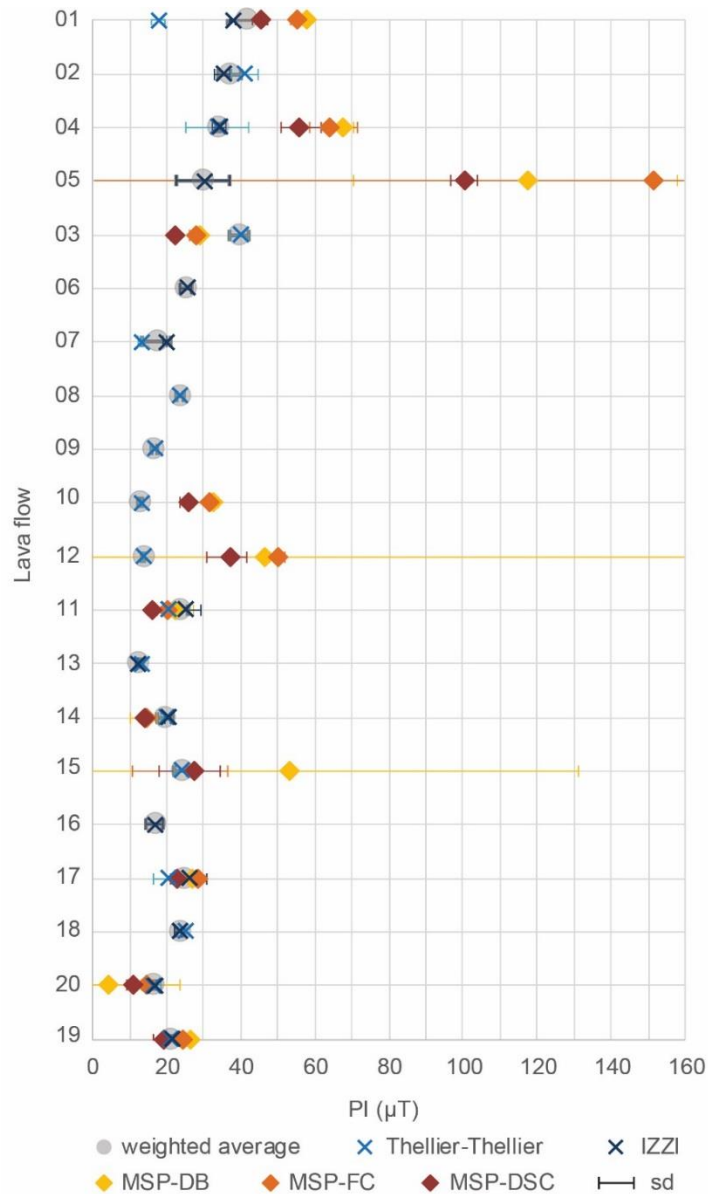


Figure 4. Final weighted average paleointensities per lava flow in the Apnia sequence. TT: Thellier-Thellier (1959); IZZI: In-field Zero-field protocol (Yu et al., 2004); MSP-DB: Multispecimen parallel differential pTRM method (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhlen, 2006); MSP-FC: Multispecimen with fraction correction (Fabian and Leonhardt, 2010); MSP-DSC: Multispecimen with domain-state correction (Fabian and Leonhardt, 2010); sd: standard deviation.

age (Ma)	Site	Q	TT	IZZI	MSP DSC	Weighted average				
						B (μT)	sd (μT)	sd (%)	VADM (10^{22} Am^2)	σVADM (10^{22} Am^2)
3.09	AP01	1	+	1	1	41.5	5.2	12.5	7.1	0.88
3.09	AP02	2	2	4	-	37.1	3.0	8.2	6.3	0.52
3.09	AP04	2	3	4	+	33.8	0.3	0.9	5.8	0.05
3.09	AP05	3	x	4	+	29.9	7.3	sd* 24.4	5.1	1.24
3.28	AP03	4	1	x	+	39.6	2.4	σPI 6.0	6.7	0.40
3.28	AP06	3	x	3	-	25.2	1.6	sd* 6.3	4.3	0.27
3.75	AP07	2	1	2	-	17.4	3.9	22.3	3.0	0.66
3.75	AP08	4	1	x	-	23.6	1.1	σPI 4.5	4.0	0.18
3.75	AP09	3	3	x	-	16.6	0.7	sd* 4.2	2.8	0.12
3.75	AP10	4	2	x	+	12.9	0.6	sd* 4.7	2.2	0.10
3.70	AP12	4	2	x	+	13.6	0.4	sd* 2.9	2.3	0.07
3.70	AP11	2	2	4	x	23.4 (22.3)	2.4 (3.6)	10.2 (16.3)	4.0 (3.8)	0.40 (0.61)
3.70	AP13	2	1	2	-	12.5	0.5	3.7	2.1	0.08
3.70	AP14	1	3	6	1	19.4	2.1	10.7	3.3	0.35
3.70	AP15	2	1	x	x	23.9 (25.6)	1.6 (2.3)	σPI 6.9 (9.1)	4.1 (4.4)	0.28 (0.39)
3.70	AP16	3	x	5	-	16.8	2.3	sd* 13.7	2.9	0.39
3.70	AP17	1	2	7	1	24.6	2.5	10.4	4.2	0.43
3.70	AP18	2	1	4	-	23.4	0.7	3.1	4.0	0.12
3.70	AP20	2	3	3	x	16.6 (16.0)	0.2 (2.0)	1.3	2.8 (2.7)	0.04 (0.34)
3.70	AP19	2	2	5	x	21.2 (20.9)	0.2 (0.7)	0.9 (3.5)	3.6 (3.6)	0.03 (0.12)

+ rejected by paleointensity value

x rejected by quality criteria

- not measured

σPI \pm single paleointensity determination error calculated from the Arai plot linear regression

sd* standard deviation of the paleointensities obtained from a single lava flow

() averaged paleointensity calculated with MSP-DSC of bad quality match with Thellier results

Table 5. Final average and weighted average paleointensities per lava flow in the Apnia sequence. The number of measurements performed with each method is shown. Those methods rejected by paleointensity value, or quality criteria or those not measured are indicated. Q: quality paleointensity average level. TT: Thellier-Thellier (1959); IZZI: In-field/Zero-field protocol (Yu et al., 2004); MSP-DSC: Multispecimen domain-state correction (Fabian and Leonhardt, 2010); sd: standard deviation (see Table for especial cases). VADM: Virtual axial dipole moment. σVADM : Virtual axial dipole moment error calculated from sd (μT).

6.4. Directional results vs. paleointensities

Paleomagnetic directions obtained in Apnia lava sequence are consistent with a record of a polarity reversal (Sánchez-Moreno et al., 2018). According to radiometric ages (Lebedev et al., 2008), the record may correspond either to the Gilbert-Gauss reversal (C2Ar to C2An-3n) or to a composite transition record from C2Ar to C2An-2n subchrons (Fig. S2). Moreover, Sánchez-Moreno et al. (2018) concluded that the analysis of paleomagnetic directions in combination with the virtual geomagnetic pole scatter and a few previously available paleointensity results (Calvo-Rathert et al., 2013), enable two non-exclusive interpretations: an anomalous EMF record or a short recording time unable to average paleosecular variation. As mentioned above, the flow-average paleointensities obtained in the present study range from 12.5 to 24.6 μT in the lower reverse-polarity section, the transitional flow yields 25.2 μT and the upper normal-polarity section provide higher values between 29.9 and 41.5 μT . All obtained intensity values are below the present field strength in Georgia (about 50 μT). During large

departures of the geomagnetic field from the GAD, the intensity decreases significantly (e.g., Laj and Channell, 2007 and references therein). Furthermore, the intensity variation begins before the direction variation (Prévot et al., 1985a; Prévot et al., 1985b; Herrero-Bervera and Valet, 1999; Riisager et al., 2000). Under these circumstances, it is possible to interpret that the lower part of the Apnia sequence records the initial stage of the reversal, whereas the upper section shows the recovery of the EMF intensity, after the polarity transition. These results agree with the values obtained by applying the looser CCRIT criteria to Thellier-type determinations (which is in the process of being published) where paleointensity values between 16.8 and 26.8 μT are obtained in the reverse stretch and a single one of 32.1 μT in the normal polarity stretch. However, the multimethod approach applied in the present study yields additional results, being able to provide consistent paleointensity results in all flows of the sequence and allowing an interpretation as a possible record of a reversal.

7. Conclusions

An inter-laboratory and multi-method absolute paleointensity determination study has been carried out on the Pliocene Apnia sequence that is composed of 20 consecutive lava flows. According to paleomagnetic directions and available radiometric ages, the sequence seems to record either the Gilbert-Gauss reversal or a composite polarity transition from chron C2Ar to subchron C2An-2n (Sánchez-Moreno et al., 2018). Moreover, paleomagnetic results of the reverse polarity section provide two different but not conflicting interpretations: a relatively short recording time unable to average PSV and/or an anomalous EMF record (Sánchez-Moreno et al., 2018).

Absolute intensity determinations with the multispecimen technique were performed on 12 samples with both the original method (MSP-DB, Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnell, 2006) and the extended protocol with corrections (fraction correction FC and domain state correction DSC; Fabian and Leonhardt, 2010). Eight MSP-DSC determinations from eight flows passed the proposed quality criteria.

In a previous study (which is in the process of being published), Thellier-type paleointensity determinations with the original Thellier-Thellier (TT) protocol (Thellier and Thellier, 1959) and the IZZI protocol (Yu et al., 2004) had been performed on samples from all 20 flows of the Apnia sequence, yielding paleointensity results in 8 of 20 studied lava flows. One of the aims of the present study was to provide an additional reliability check with a multi-method consistency test including results from both Thellier-type and MSP determinations. For this reason, we have performed a new interpretation of these experimental Thellier-type determinations with the commonly used ThellierTool criteria (Leonhardt et al., 2004) as modified by Patterson et al. (2014), in order to perform a multimethod consistency check together with the results obtained with the MSP determinations from the present study. Paleointensity results could be obtained in all 20 lava flows, and 11 flow averages are supported on different methods. The flow-average paleointensities obtained this way range from 12.5 to 24.6 μT in the lower reverse-polarity section, the transitional flow yields 25.2 μT and the upper normal-polarity section provide higher values between 29.9 and 41.5 μT . All obtained intensity values lie below the present field strength in Georgia (about 50 μT). The reverse polarity lower part yielded relatively low-paleointensity values, characteristic of pre-reversal stages (Laj and

Channell, 2007). The relatively high paleointensity values recorded in the upper part of normal polarity may reflect the intensity recovery after a complete reversal.

Comparison of MSP-DB and MSP-DSC results shows a paleointensity overestimation, also reported in some previous studies (Michalk et al., 2008a, 2010; Fabian and Leonhardt, 2010; Calvo-Rathert et al., 2016). In contrast to other works where the results from both protocols are similar or the MSP-DB protocol underestimates the paleointensity values (Muxworthy and Taylor, 2011; De Groot et al., 2012; Tema et al., 2015, 2016; Calvo-Rathert et al., 2018). Therefore, the MSP-DB is not independent of domain structure according our results. Moreover, the introduced correction steps with the MSP-DSC protocol prevent paleointensity overestimation, thus it is recommended to use the MSP-DSC protocol instead of the original MSP-DB one.

Yet, no generalized agreement may be reached about the quality criteria used in MSP paleointensity determinations and their threshold values. In the present study we prefer to use CI_{95} (95% confidence interval, see Multispecimen Paleointensity 1.5. software online version http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC) over ΔB (ΔH in Fabian and Leonhardt (2010) as a measure for the final uncertainty of the determination. It should be noted, however that the CI_{95} is calculated through bootstrapping and is only valid if the bootstrapped values have a Gaussian distribution. We also propose a less strict threshold (10-15%, depending on determination quality level) for the relative alteration error ϵ_{alt} , than previously recommended by Monster et al. (2015a and b). In some determinations, in which MSP-DSC paleointensities were close to those obtained with Thellier-type methods, the f-factor was below the required 0.2 threshold. This evidences that reliability criteria still need to be analyzed in detail.

References

- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish J. Earth Sci. J. Earth Sci.* Copyr. ©TÜBİTAK 20, 489–544. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-11>
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R., Davtyan, V., 2010. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 340, 393–408. <https://doi.org/10.1144/sp340.17>
- Biggin, A., Poidras, T., 2006. First-order symmetry of weak-field partial thermoremanence in multi-domain ferromagnetic grains. 1. Experimental evidence and physical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 438–453. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.035>
- Biggin, A.J., Paterson, G. a., 2014. A new set of qualitative reliability criteria to aid inferences on palaeomagnetic dipole moment variations through geological time. *Front. Earth Sci.* 2, 1–9. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00024>
- Biggin, A.J., Piispa, E.J., Pesonen, L.J., Holme, R., Paterson, G.A., Veikkolainen, T., Tauxe, L., 2015. Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation. *Nature* 526, 245–248. <https://doi.org/10.1038/nature15523>
- Calvo-Rathert, M., Bógalo, M.F., Gogichaishvili, A., Sologashvili, J., Vashakidze, G., 2013. New paleomagnetic and paleointensity data from Pliocene lava flows from the Lesser Caucasus. *J. Asian Earth Sci.* 73, 347–361. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.04.039>
- Calvo-Rathert, M., Contreras, J.M., Carrancho, Á., Camps, P., Gogichaishvili, A., Hill, M.J.,

2018. Inter-laboratory reproducibility of archaeointensity determinations with a multimethod approach on archaeological material reproductions. *Geophys. J. Int.* Submitted.
- Calvo-Rathert, M., Morales-Contreras, J., Carrancho, Á., Gogutchachvili, A., 2016. A comparison of Thellier-type and multispecimen paleointensity determinations on Pleistocene and historical lava flows from Lanzarote (Canary Islands, Spain). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 3638–3654. <https://doi.org/10.1002/2016GC006396>
- Cromwell, G., Tauxe, L., Staudigel, H., Ron, H., 2015. Paleointensity estimates from historic and modern Hawaiian lava flows using glassy basalt as a primary source material. *Phys. Earth Planet. Inter.* 241, 44–56. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.12.007>
- de Groot, L. V., Béguin, A., Kosters, M.E., van Rijsingen, E.M., Struijk, E.L.M., Biggin, A.J., Hurst, E.A., Langereis, C.G., Dekkers, M.J., 2015. High paleointensities for the Canary Islands constrain the Levant geomagnetic high. *Earth Planet. Sci. Lett.* 419, 154–167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.03.020>
- De Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., Langereis, C.G., Herrero-Bervera, E., 2013. Rapid regional perturbations to the recent global geomagnetic decay revealed by a new hawaiian record. *Nat. Commun.* 4, 1–7. <https://doi.org/10.1038/ncomms3727>
- de Groot, L. V., Dekkers, M.J., Mullender, T.A.T., 2012. Exploring the potential of acquisition curves of the anhysteretic remanent magnetization as a tool to detect subtle magnetic alteration induced by heating. *Phys. Earth Planet. Inter.* 194–195, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.01.006>
- de Groot, L. V., Pimentel, A., Di Chiara, A., 2016. The multimethod palaeointensity approach applied to volcanics from Terceira: Full-vector geomagnetic data for the past 50 kyr. *Geophys. J. Int.* 206, 590–604. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw095>
- Dekkers, M.J., Böhnell, H.N., 2006. Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 507–516. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.040>
- Dunlop, D.J., 2011. Physical basis of the Thellier–Thellier and related paleointensity methods. *Phys. Earth Planet. Inter.* 187, 118–138. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.03.006>
- Fabian, K., Leonhardt, R., 2010. Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 84–94. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.006>
- Fabian, K., Leonhardt, R., 2007. Theoretical analysis and experimental tests of multiple specimen absolute paleointensity determination techniques, in: *Geophysical Research Abstracts*. p. 04510.
- Fanjat, G., 2012. Les fluctuations du champ magnétique terrestre: des variations séculaires récentes aux renversements. *GÉOSCIENCES MONTPELLIER*.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide Textures: A Mini-Atlas, in: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Rev. Mineral., Vol. 25. Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C., pp. 129–137.
- Herrero-Bervera, E., Valet, J.-P.P., 1999. Paleosecular variation during sequential geomagnetic reversals from Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 139–148. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00145-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00145-4)
- Laj, C., Channell, J.E.T., 2007. Geomagnetic Excursions, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 373–416. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00095-X>
- Lebedev, V.A., 2015. Geological map of Javakheti volcanic area (Lesser Caucasus), 1/200000, (2015). <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.610.2359.2169>
- Lebedev, V.A., Bubnov, S.N., Dudaui, O.Z., Vashakidze, G.T., 2008. Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western part of the Dzhavakheti Highland. *Stratigr. Geol. Correl.* 16, 204–224.

- <https://doi.org/10.1134/S0869593808020081>
- Maisuradze, G.M., Kuloshvili, S.I., 1999. "Some Geological Problems of Late Volcanism in the Dzhavakheti Upland." Tr. GIN AN Gruz. Nov. Ser. 114, 220–228.
- Michalk, D.M., Biggin, A.J., Knudsen, M.F., Böhnel, H.N., Nowaczyk, N.R., Ownby, S., López-Martínez, M., 2010. Application of the multispecimen palaeointensity method to Pleistocene lava flows from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Phys. Earth Planet. Inter.* 179, 139–156. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.005>
- Michalk, D.M., Muxworthy, A.R., Böhnel, H.N., Maclennan, J., Nowaczyk, N., Harald, N.B., Maclennan, J., Nowaczyk, N., 2008. Evaluation of the multispecimen parallel differential pTRM method: A test on historical lavas from Iceland and Mexico. *Geophys. J. Int.* 173, 409–420. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03740.x>
- Monster, M.W.L., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., 2015. The performance of various palaeointensity techniques as a function of rock magnetic behaviour - A case study for La Palma. *Phys. Earth Planet. Inter.* 242, 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.03.004>
- Monster, M.W.L., de Groot, L. V., Dekkers, M.J., 2015. MSP-Tool: A VBA-Based Software Tool for the Analysis of Multispecimen Paleointensity Data. *Front. Earth Sci.* 3, 1–9. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00086>
- Monster, M.W.L., Langemeijer, J., Wiarda, L.R., Dekkers, M.J., Biggin, A.J., Hurst, E.A., Groot, L.V. d., 2018. Full-vector geomagnetic field records from the East Eifel, Germany. *Phys. Earth Planet. Inter.* 274, 148–157. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.11.009>
- Monster, M.W.L.L., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., Groot, L.V. De, Biggin, A.J., Dekkers, M.J., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., Groot, L.V. De, Biggin, A.J., Dekkers, M.J., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., 2015. The performance of various palaeointensity techniques as a function of rock magnetic behaviour – A case study for La Palma. *Phys. Earth Planet. Inter.* 242, 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.03.004>
- Muxworthy, A.R., Taylor, S.N., 2011. Evaluation of the domain-state corrected multiple-specimen absolute palaeointensity protocol: a test of historical lavas from Iceland. *Geophys. J. Int.* 187, 118–127. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05163.x>
- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., Jonestrask, L.C., 2014. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 15, 1180–1192. <https://doi.org/10.1002/2013GC005135>
- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., Jonestrask, L.C., 2014. Standard Paleointensity Definitions v1.1 0–43.
- Prévot, M., Mankinen, E.A., Coe, R.S., Grommé, C.S., 1985. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 90, 10417–10448. <https://doi.org/10.1029/JB090iB12p10417>
- Prevot, M., Mankinen, E.A., Gromme, C.S., Coe, R.S., Prévot, M., Mankinen, E.A., Grommé, C.S., Coe, R.S., Prevot, M., Mankinen, E.A., Gromme, C.S., Coe, R.S., Prévot, M., Mankinen, E.A., Grommé, C.S., Coe, R.S., 1985. How the geomagnetic field vector reverses polarity. *Nature* 316, 230–234. <https://doi.org/10.1038/316230a0>
- Riisager, J., Perrin, M., Riisager, P., Ruffet, G., 2000. Paleomagnetism, paleointensity and geochronology of Miocene basalts and baked sediments from Velay Oriental, French Massif Central. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 883–896. <https://doi.org/10.1029/1999JB900337>
- Sánchez-Moreno, E.M., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Vashakidze, G.T., Lebedev, V.A., 2018. Evidence of Unusual Geomagnetic Regimes Recorded in Plio-Pleistocene Volcanic Sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2017GC007358>
- Sato, M., Yamamoto, Y., Nishioka, T., Kodama, K., Mochizuki, N., Tsunakawa, H., 2016. Hydrostatic pressure effect on magnetic hysteresis parameters of pseudo-single-

- domain magnetite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2825–2834. <https://doi.org/10.1002/2016GC006406>
- Tauxe, L., 2006. Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections. *Phys. Earth Planet. Inter.* 156, 223–241. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.03.022>
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L., 2016. PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetics Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2450–2463. <https://doi.org/10.1002/2016GC006307>
- Tauxe, L., Staudigel, H., 2004. Strength of the geomagnetic field in the cretaceous normal superchron: New data from submarine basaltic glass of the troodos ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, 223–241. <https://doi.org/10.1029/2003GC000635>
- Tema, E., Camps, P., Ferrara, E., Poidras, T., Nazionale, F.I., Metrologica, R., Tema, E., Camps, P., Ferrara, E., Poidras, T., 2015. Directional results and absolute archaeointensity determination by the classical Thellier and the multi-specimen DSC protocols for two kilns excavated at Osterietta, Italy. *Stud. Geophys. Geod.* 59, 554–577. <https://doi.org/10.1007/s11200-015-0413-0>
- Tema, E., Ferrara, E., Camps, P., Conati, C., Spatafora, S., Carvallo, C., Poidras, T., Conati Barbaro, C., Spatafora, S., Carvallo, C., Poidras, T., 2016. The Earth ' s magnetic field in Italy during the Neolithic period : New data from the Early Neolithic site of Portonovo (Marche , Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 448, 49–61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.003>
- Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A., 2004. Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GC000630>

6.2.1. Supplementary material

Figures

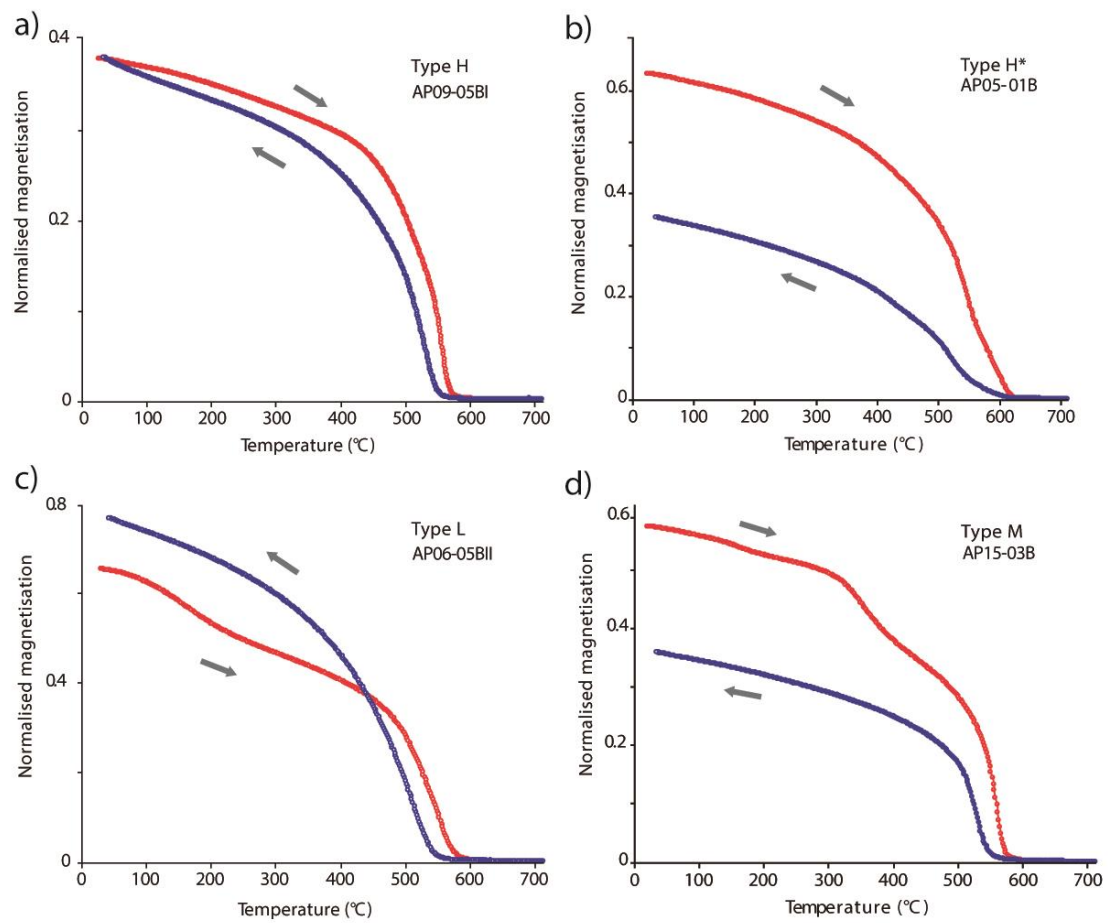


Figure S1. Normalized strong field magnetization versus temperature curves (M_s - T) of representative samples. The arrows indicate the heating and cooling curves. Curve types are discussed in the text.

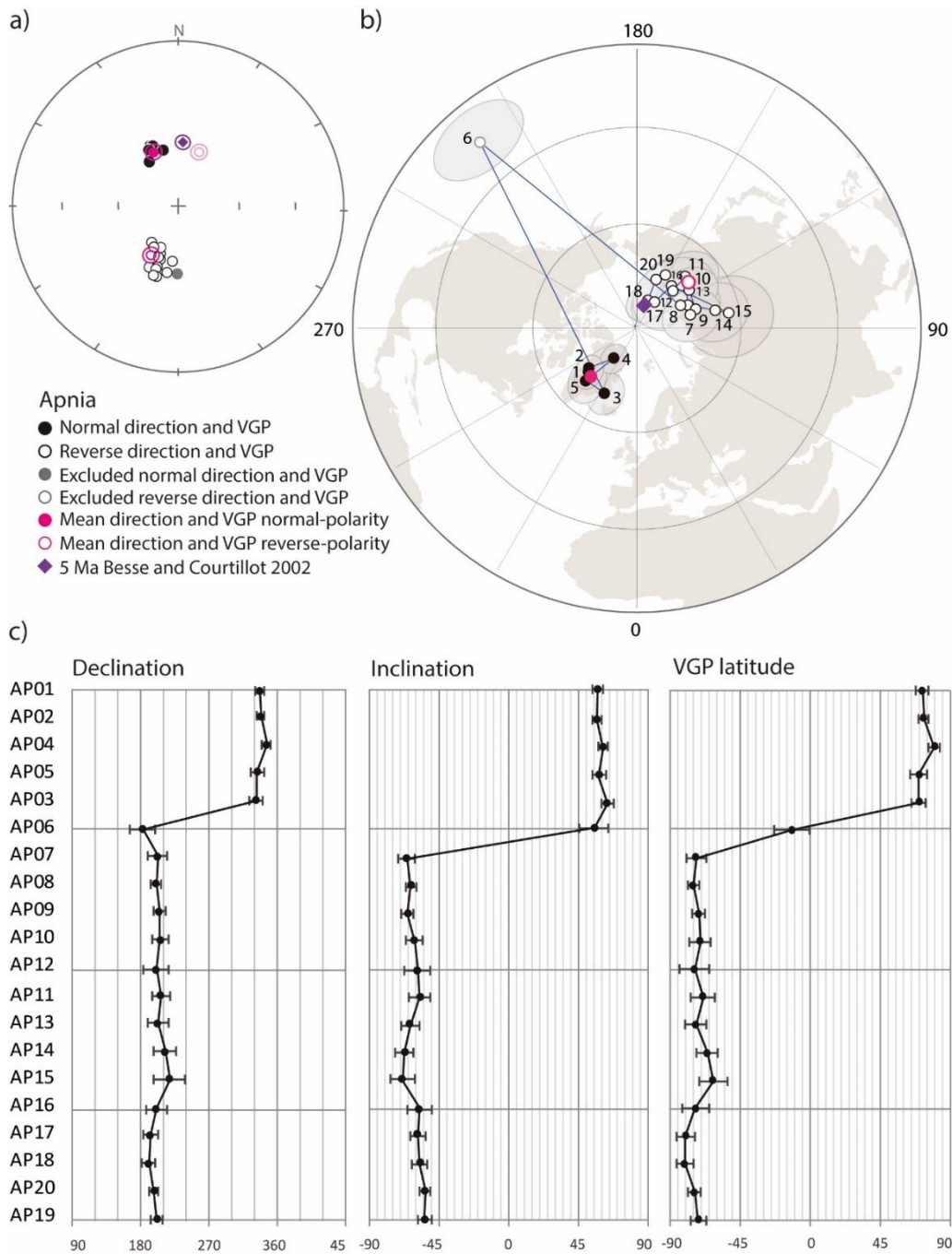
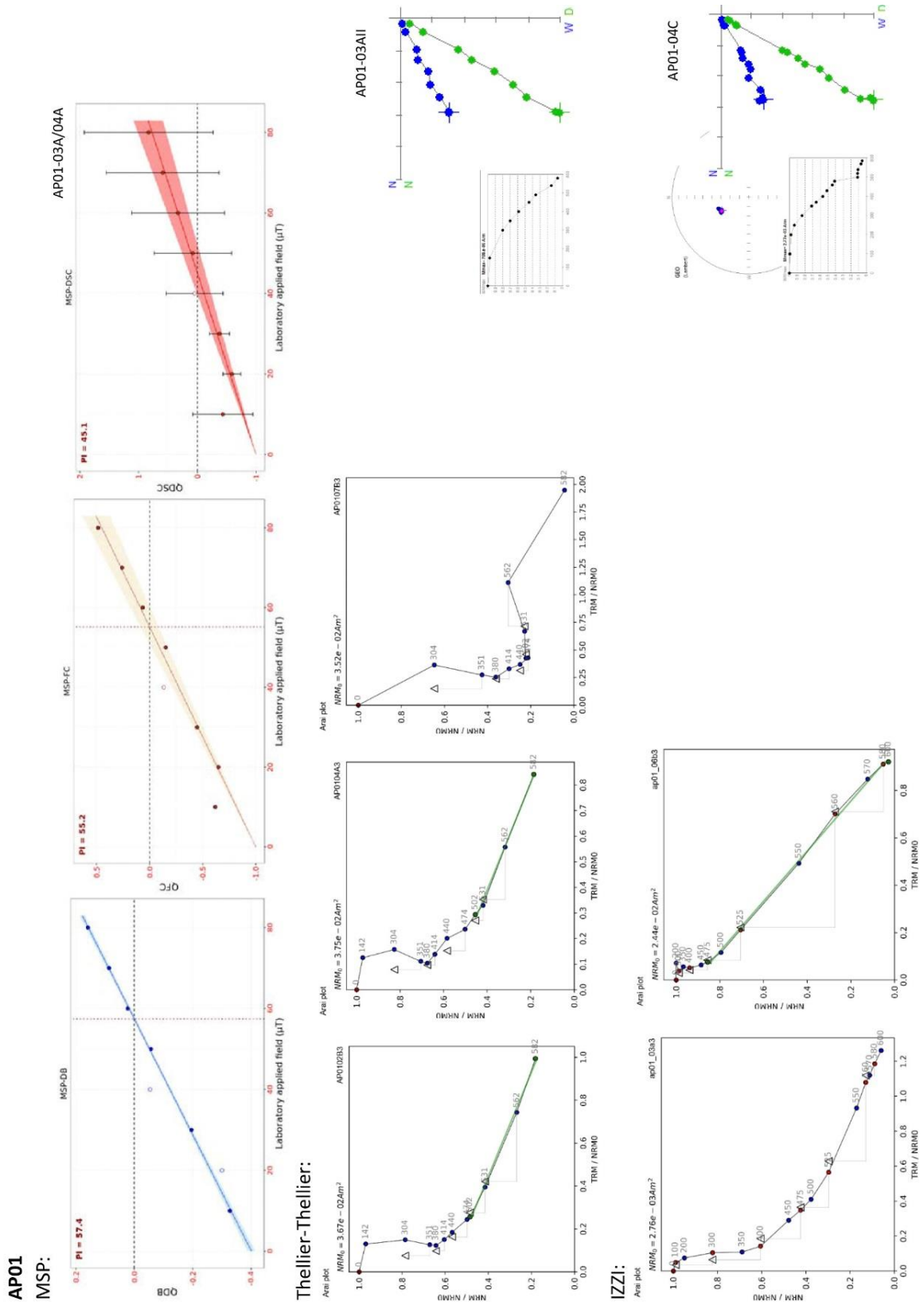
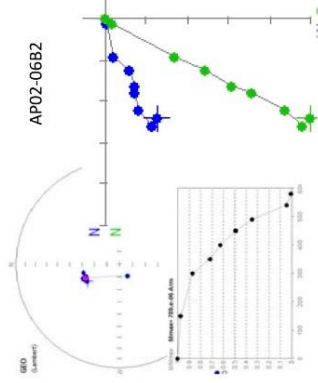
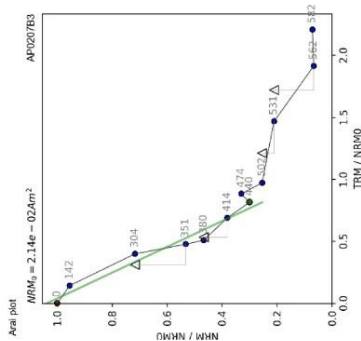
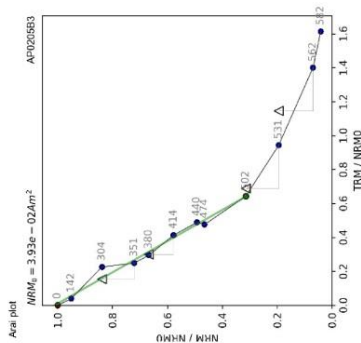
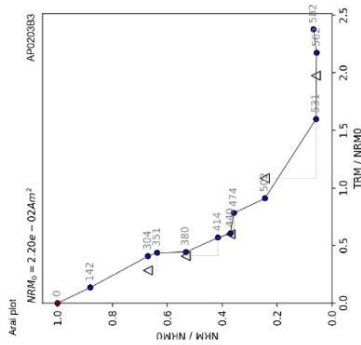


Figure S2. Paleomagnetic results of the Apnia sequence. a) Stereographic projection of mean paleomagnetic directions (ChRMs) of each lava flow, with normal and reverse directional groups averages (pink), with their corresponding α_{95} , and the expected direction (Besse and Courtillot, 2002) (purple). Solid symbols and open symbols show directions with positive and negative inclinations, respectively (reverse average is projected in both north and south hemispheres). b) Stereographic projection of VGPs (virtual geomagnetic poles) together with their paths linking them by stratigraphical order. Normal and reverse polarity group averages (pink) and the expected pole for the last 5 Ma in Eurasia (Besse and Courtillot, 2002) (purple). Positive/negative VGP latitudes are shown with solid and open symbols respectively. c) Declination and inclination of paleomagnetic directions, and latitude of VGPs, stratigraphically ordered.

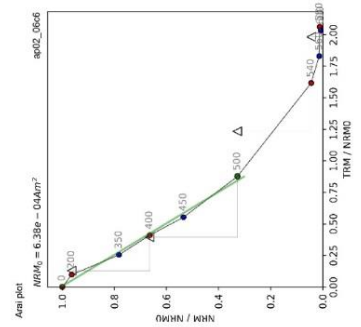
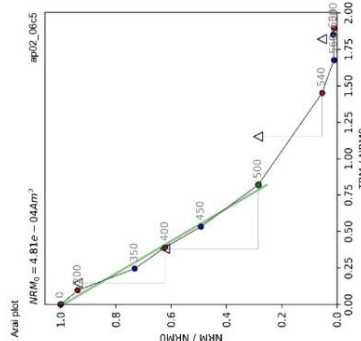
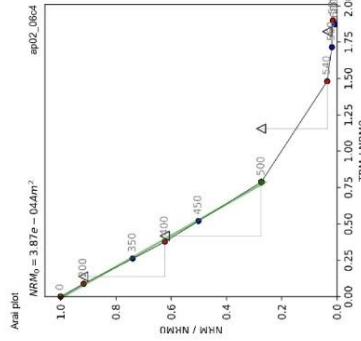
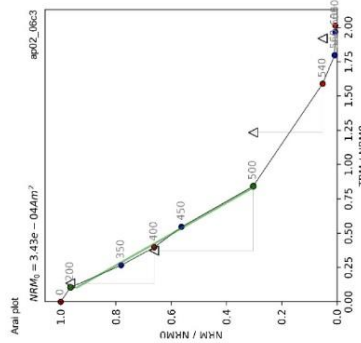
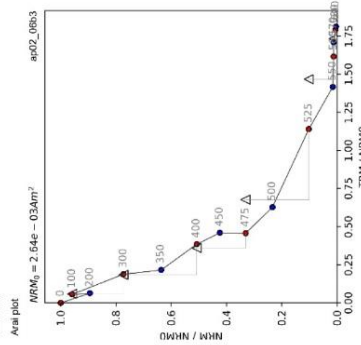
Figure S3. (Down below) Arai plots of the Thellier-Thellier and IZZI measurements and linear regression graphs of MSP-DB, FC and DSC grouped by lava flow per page. Demagnetization plots (Zijdervelds) of samples from the same cores as paleointensity samples are also shown.



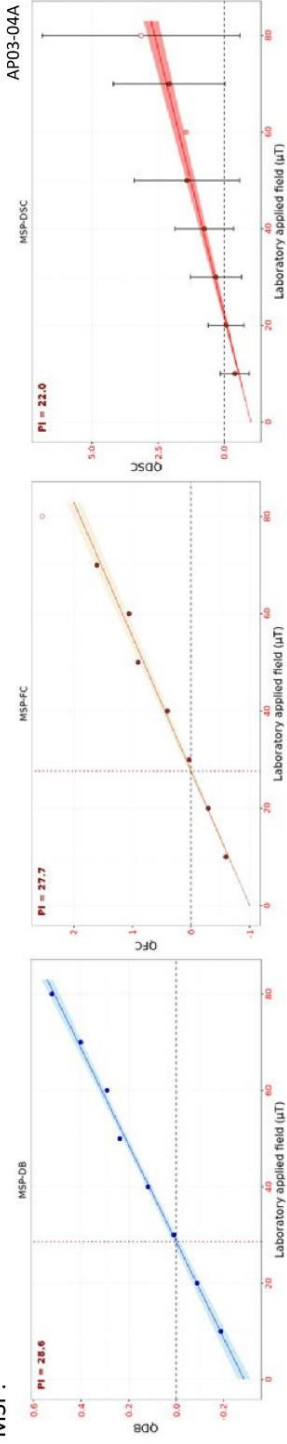
AP02
Theilier-Thellier:



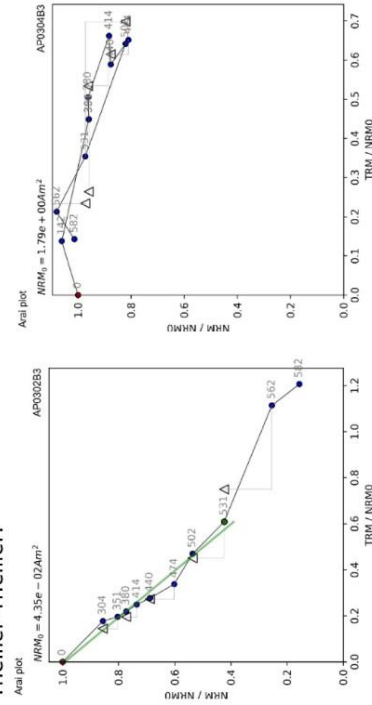
IZZI:



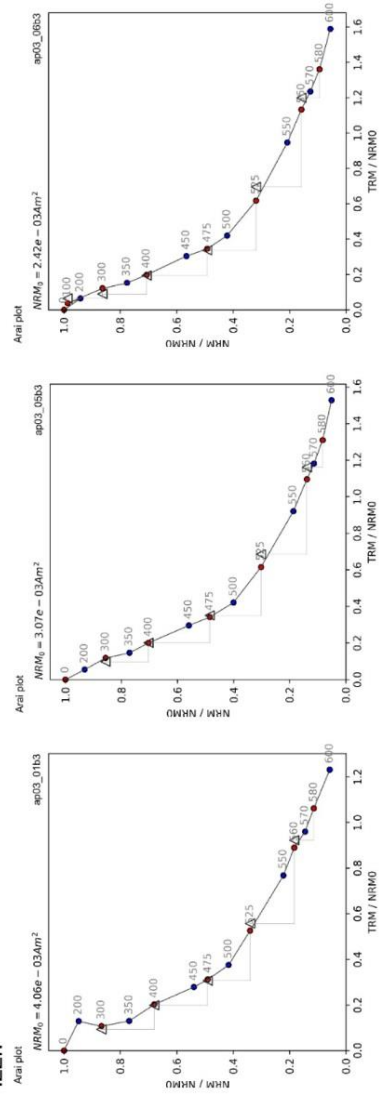
AP03
MSP:



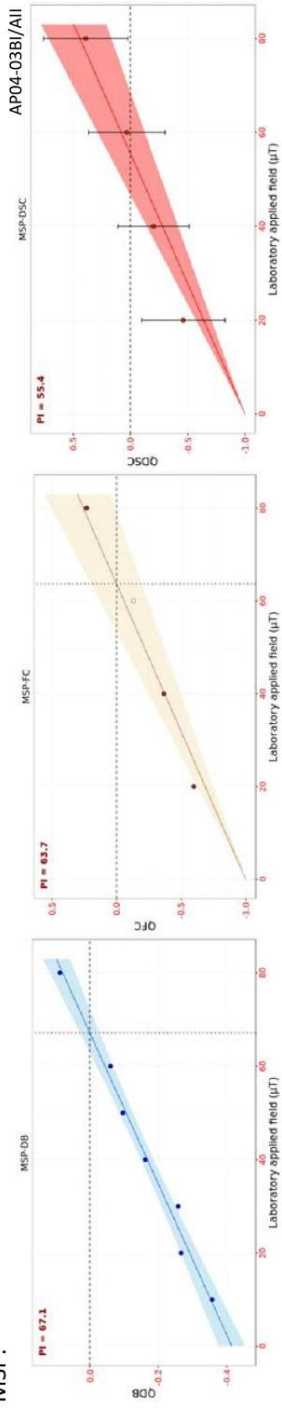
Theillier-Thellier:



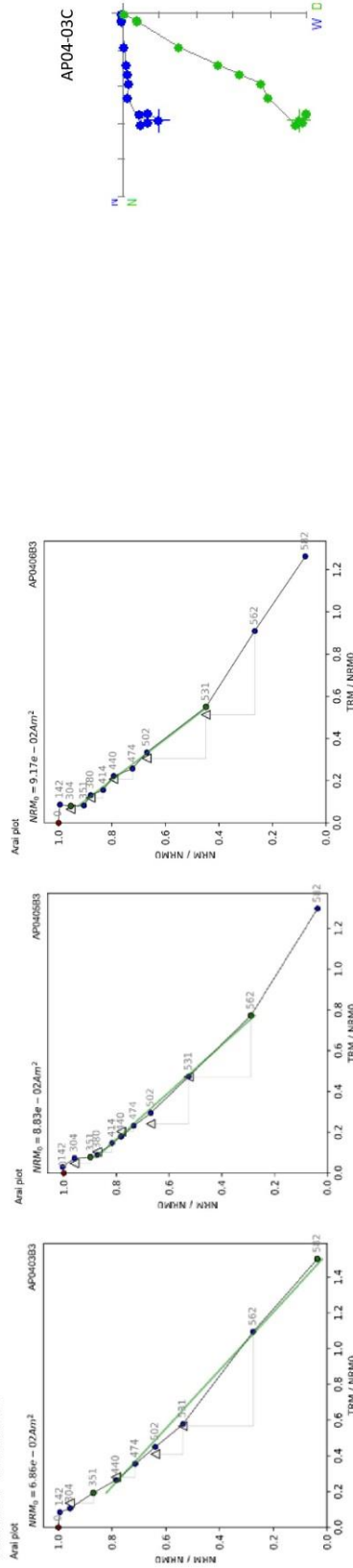
IZZI:



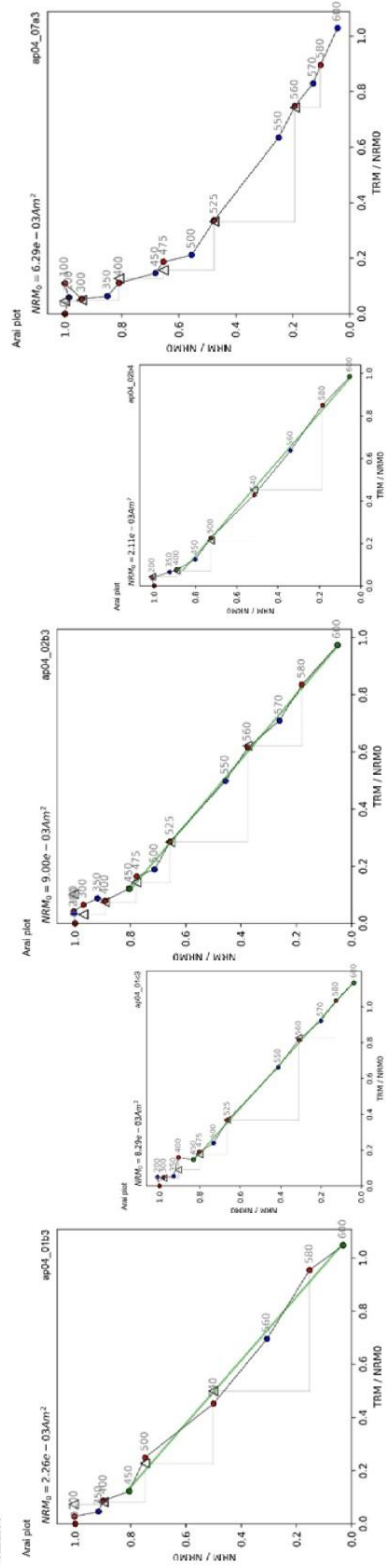
AP04
MSP:



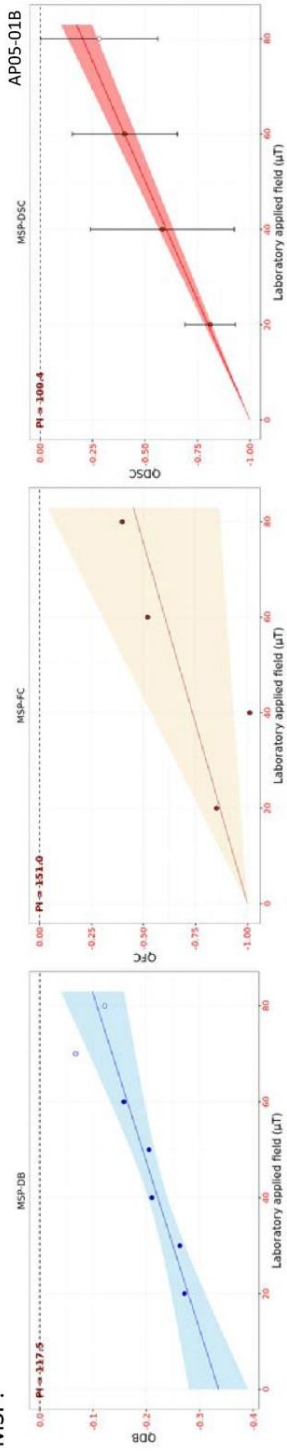
Theilier-Thellier:



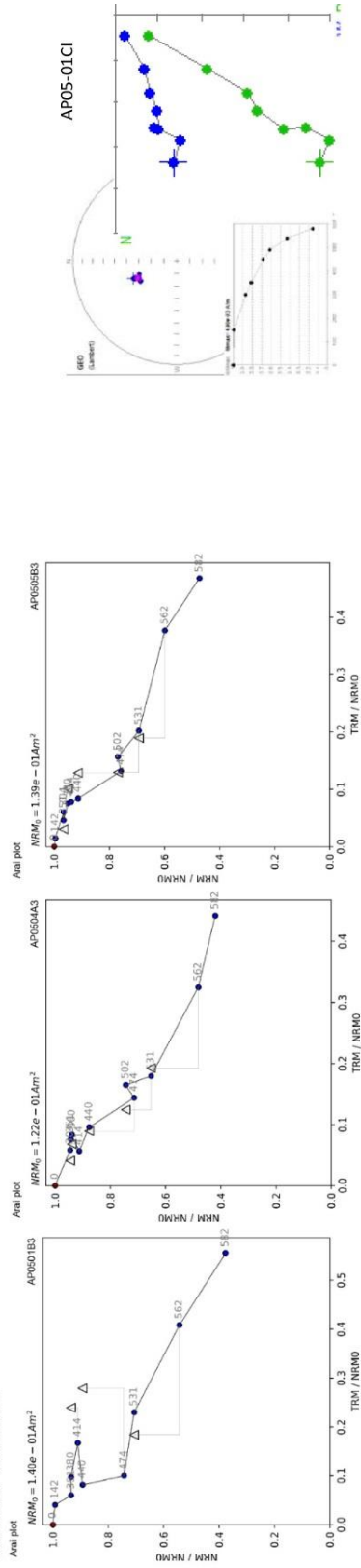
IZZI:



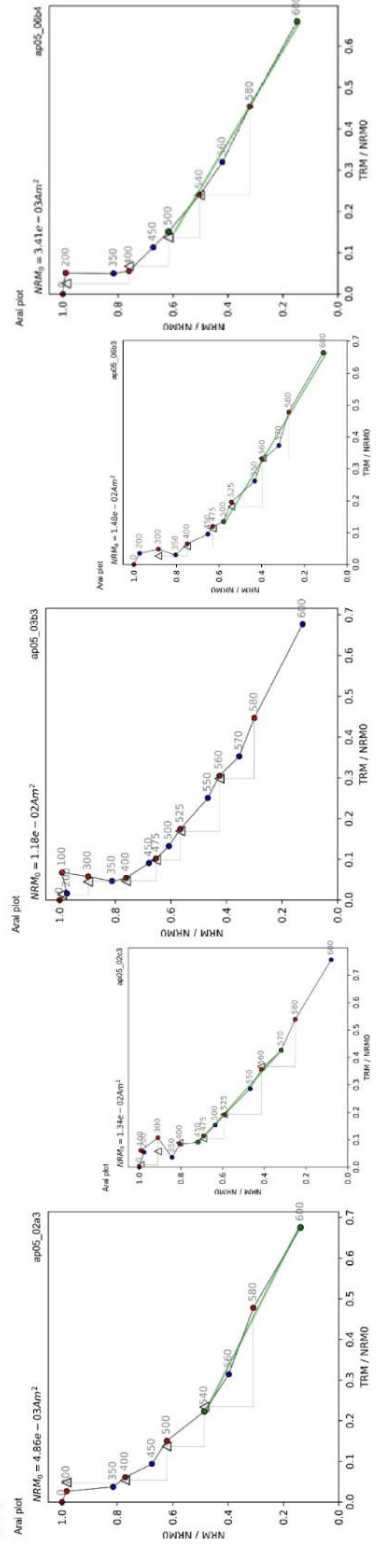
AP05
MSP:



Theilier-Thellier:

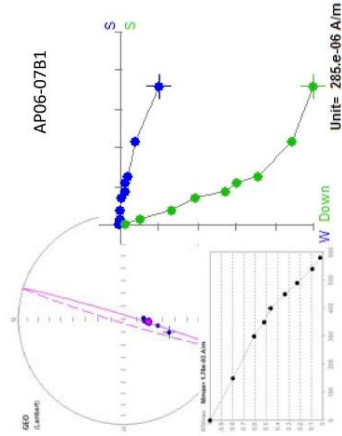
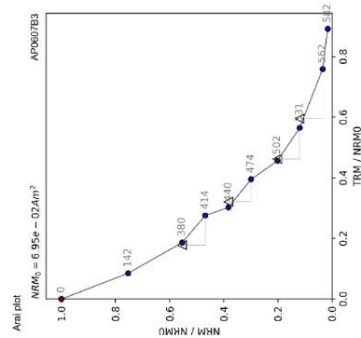
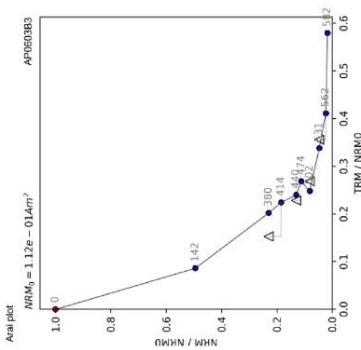


IZI

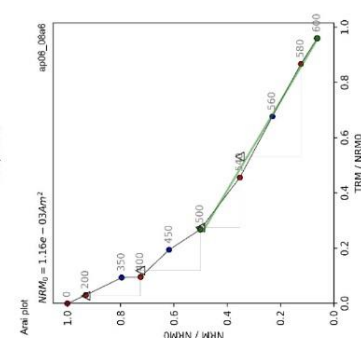
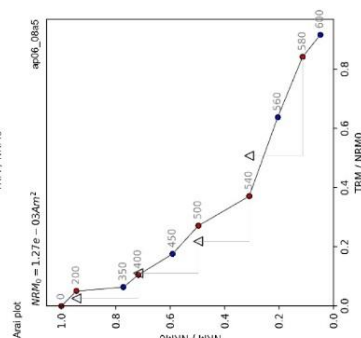
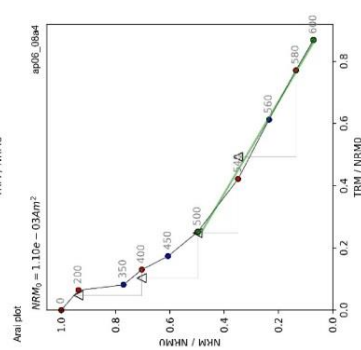
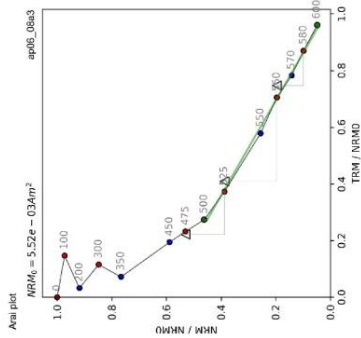
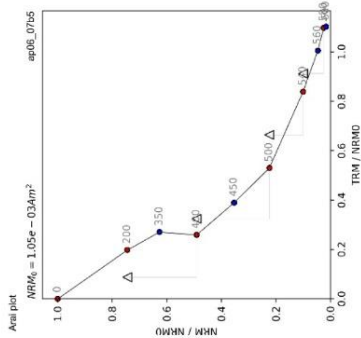
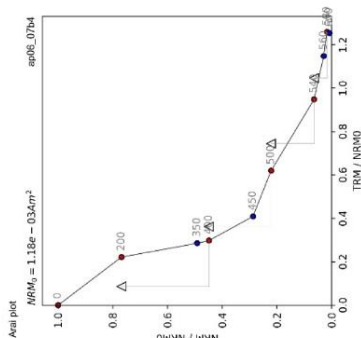
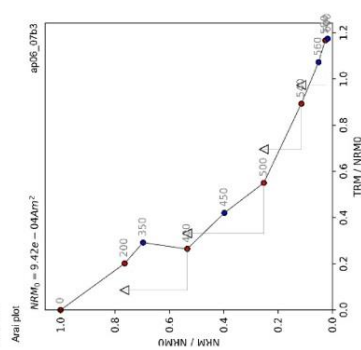


AP06

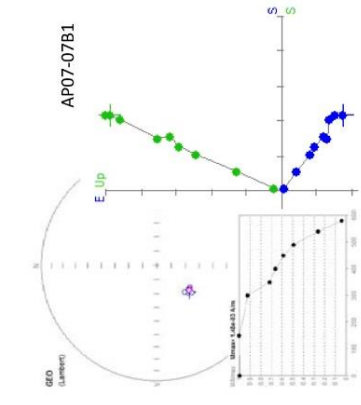
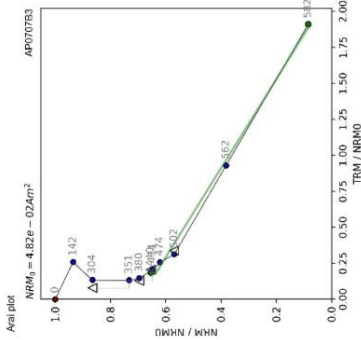
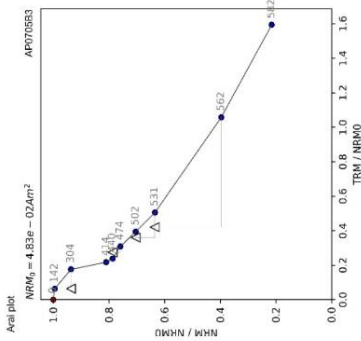
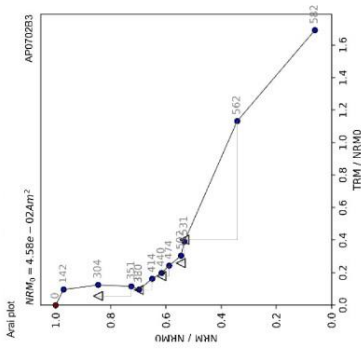
Theilier-Thellier:



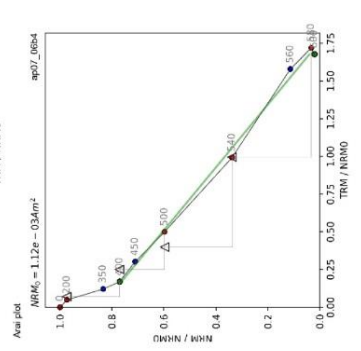
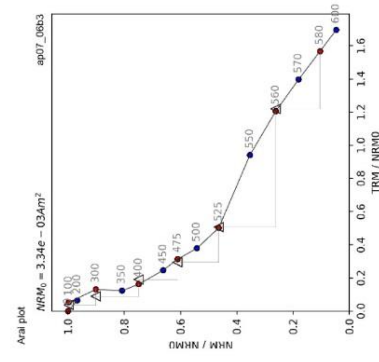
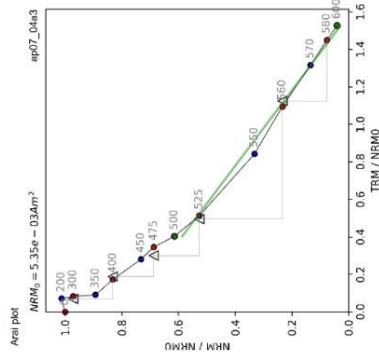
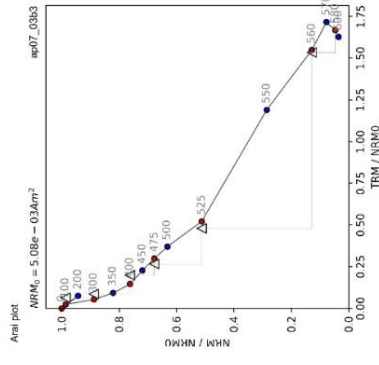
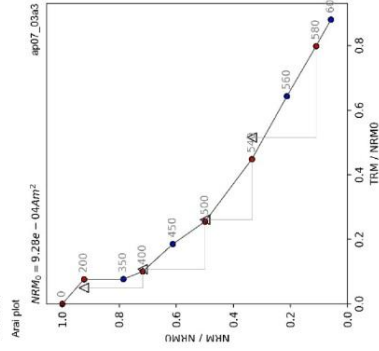
IZZI:



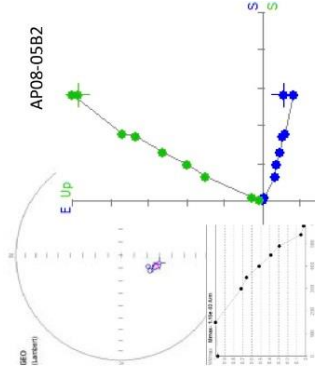
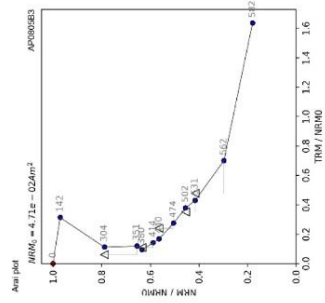
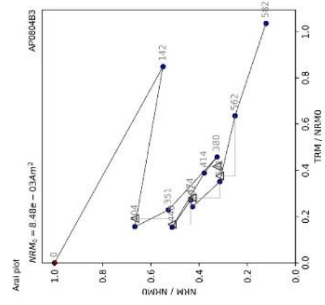
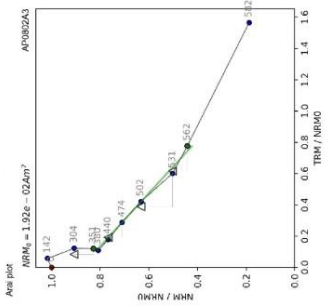
AP07
Thellier-Thellier:



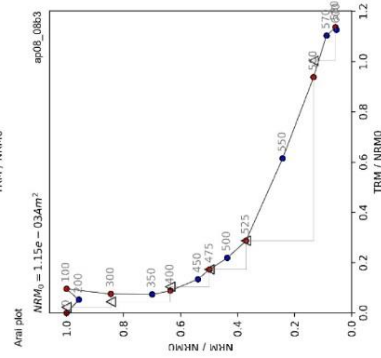
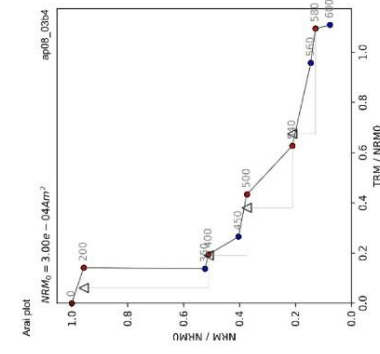
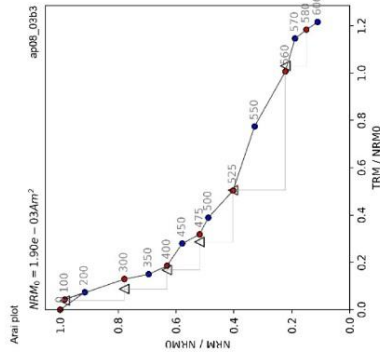
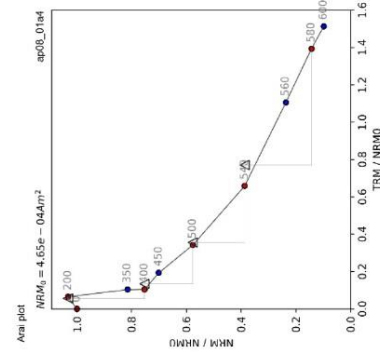
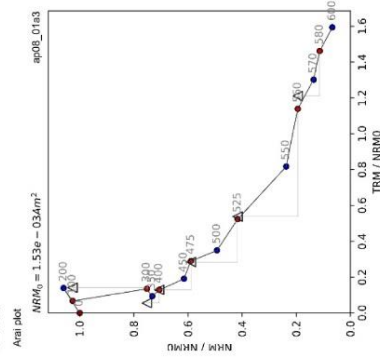
IZZI:



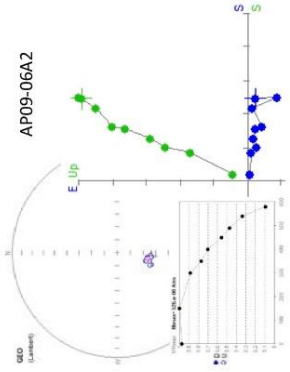
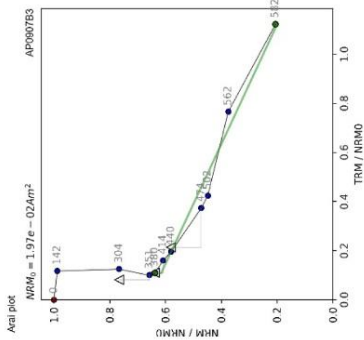
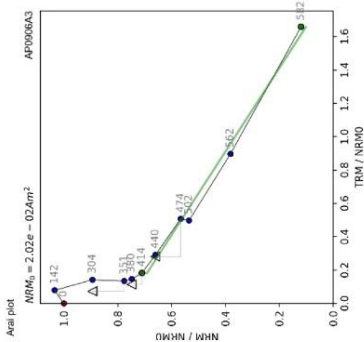
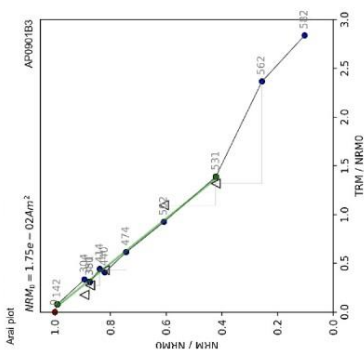
AP08
Theillier-Theillier:



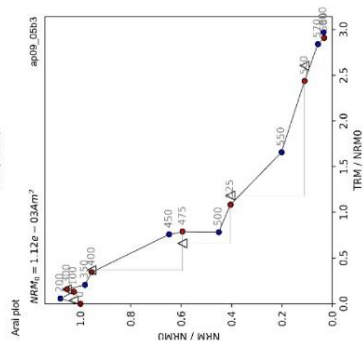
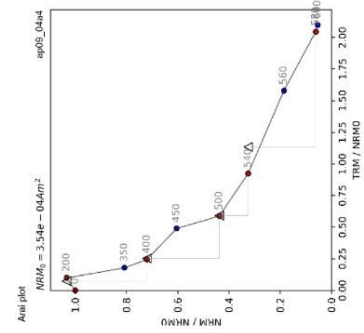
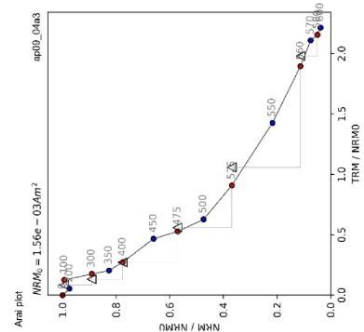
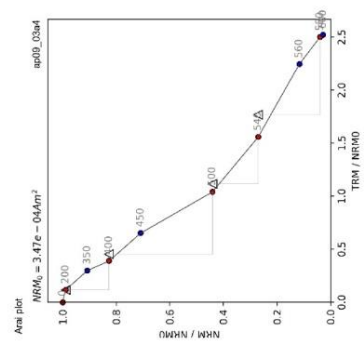
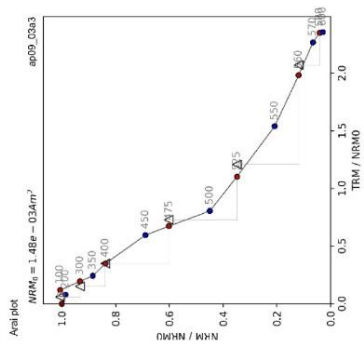
IZZI:



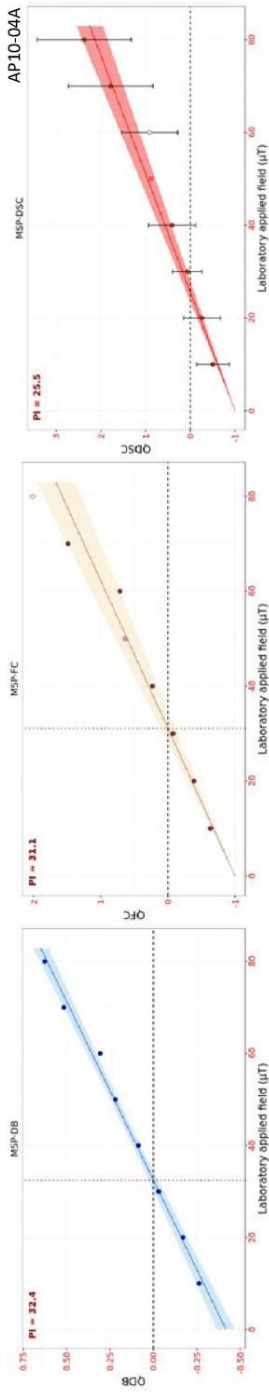
AP09
Theillier-Thellier:



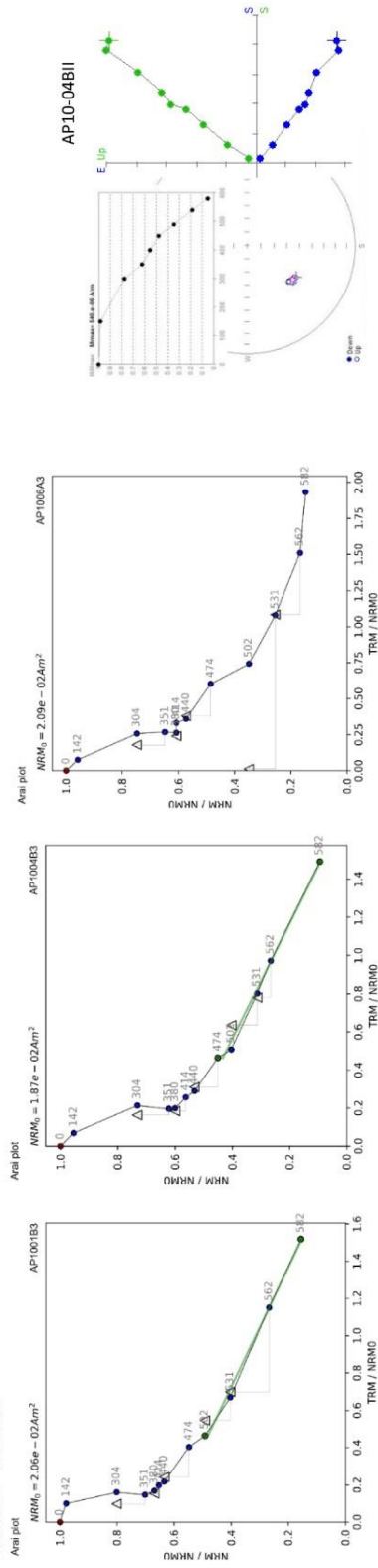
IZZI:



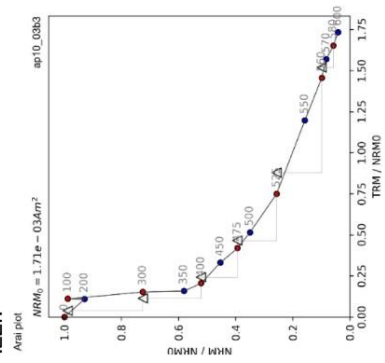
AP10
MSP:



Theilier-Thellier

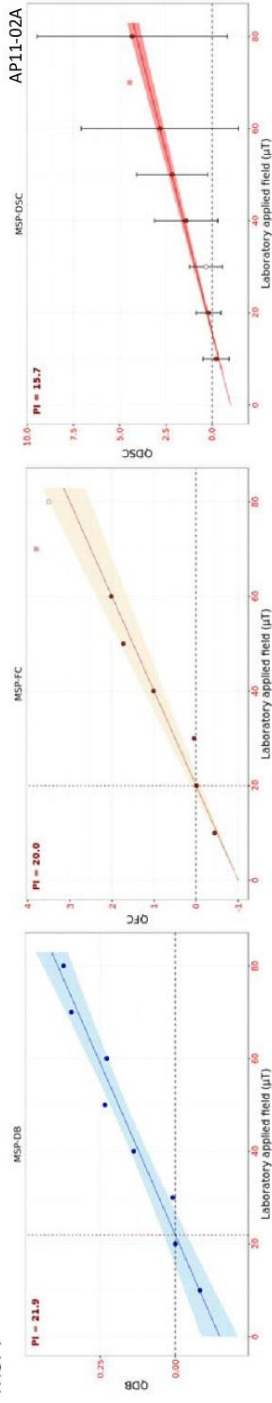


IZZI:

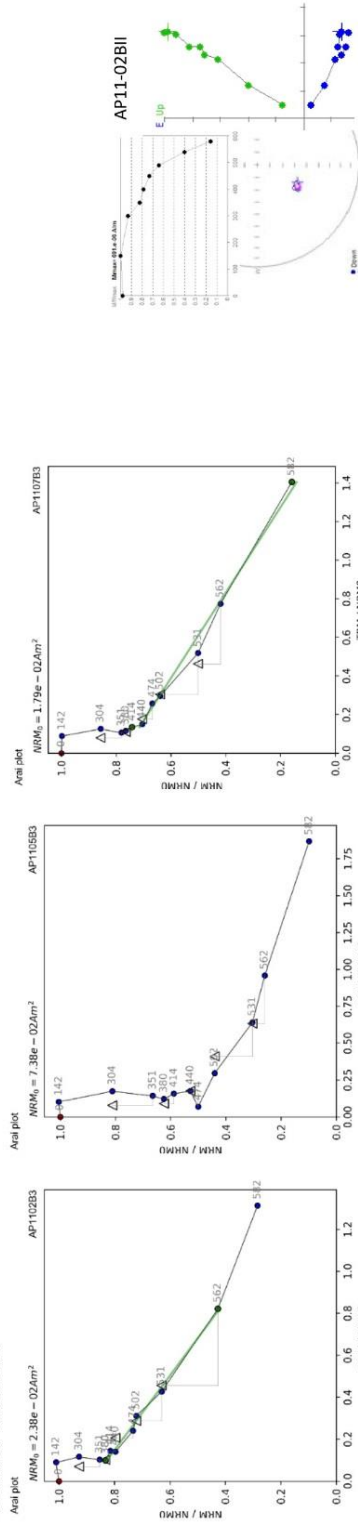


AP11

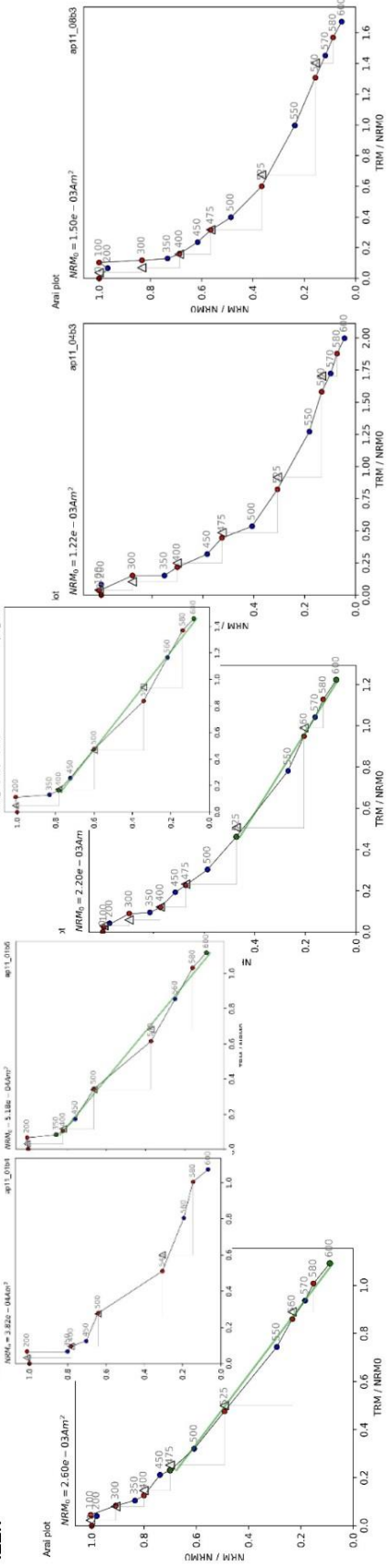
MSP:



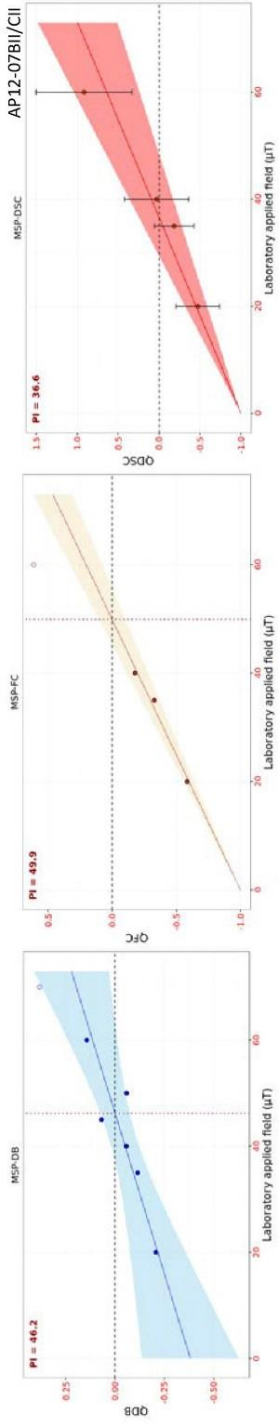
Theilier-Thellier:



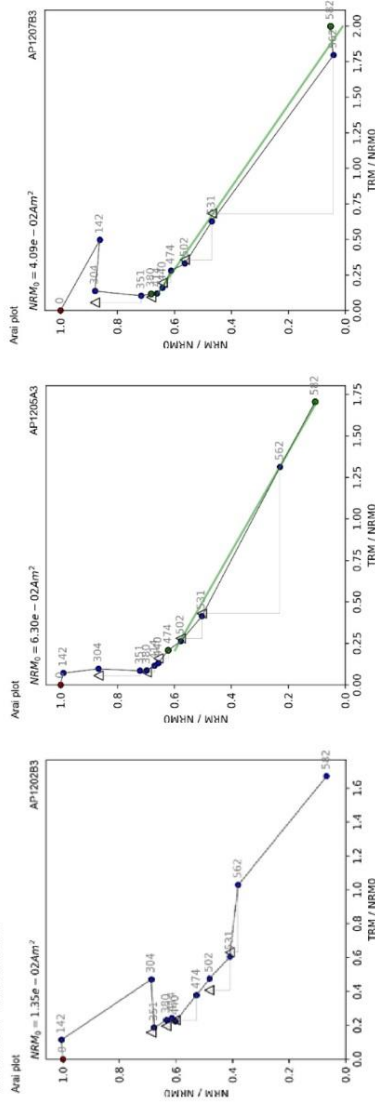
IZZI:



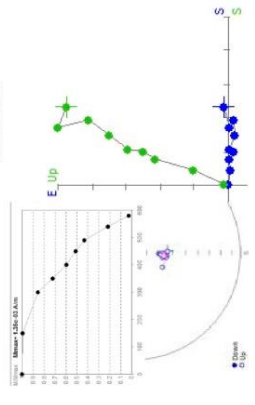
**AP12
MSP**



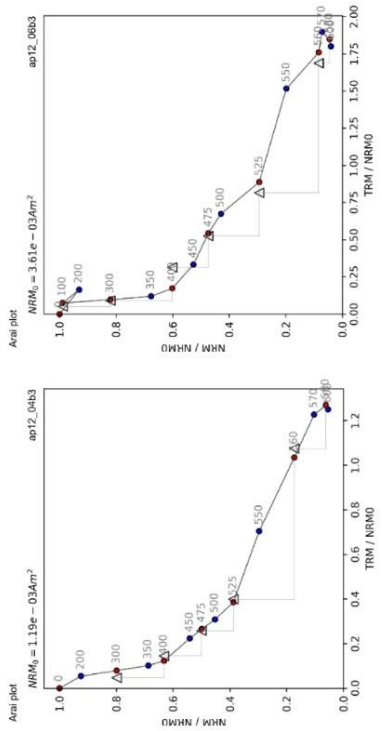
Theilier-Thellier:



AP12-07BI

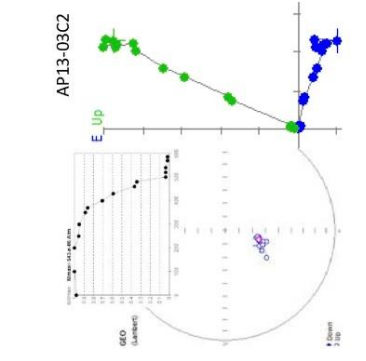
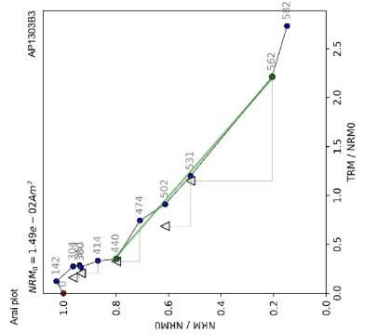
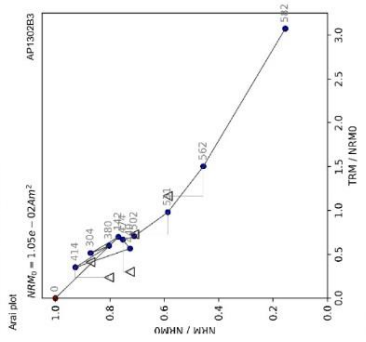


IZZI:

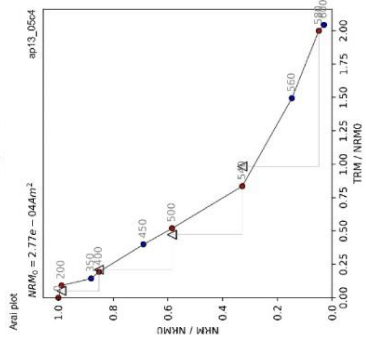
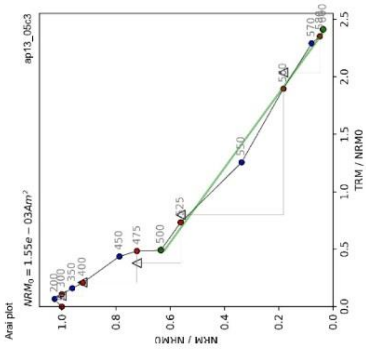
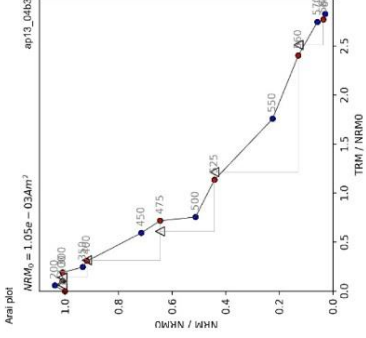
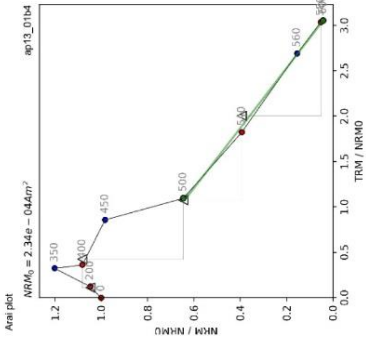
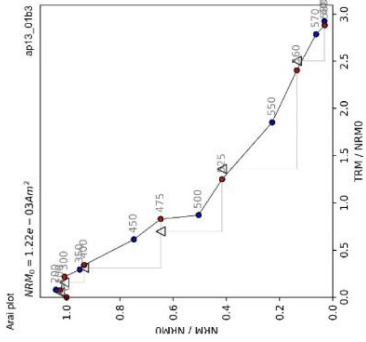


API3

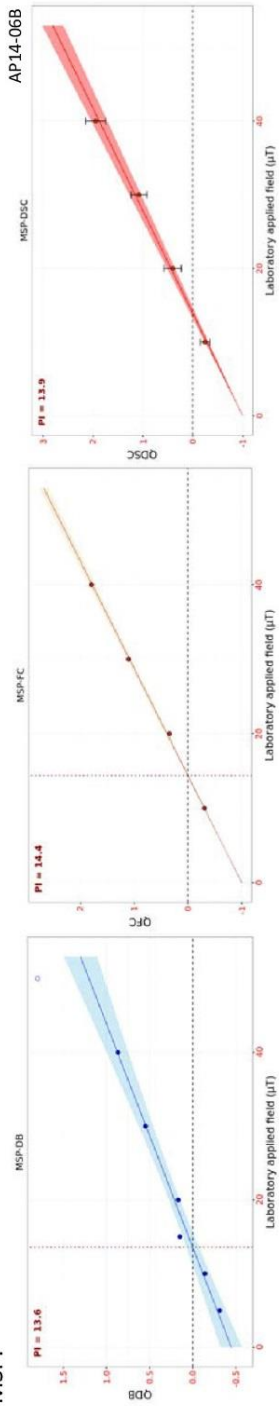
Theilier-Thellier:



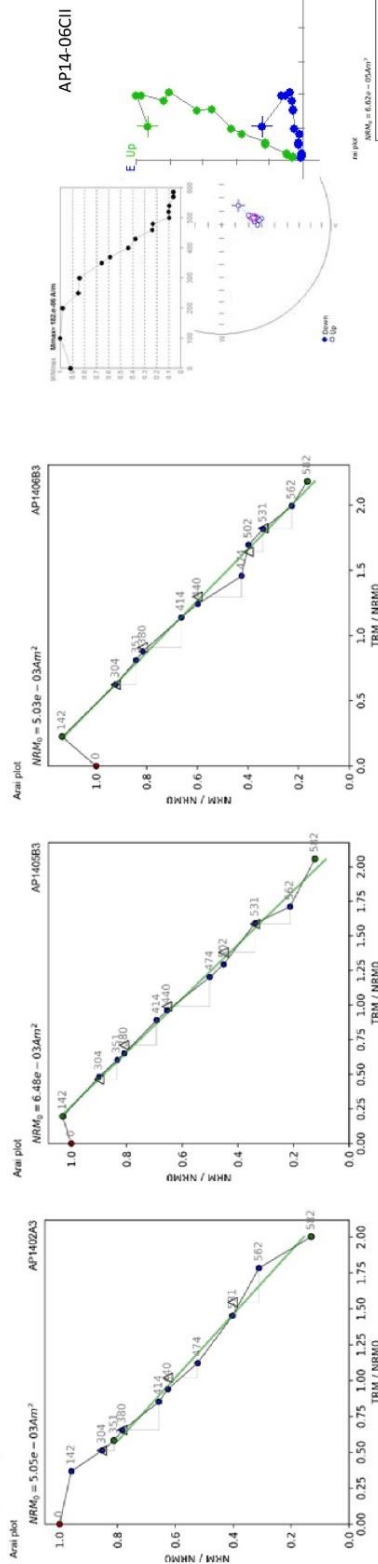
IZZI:



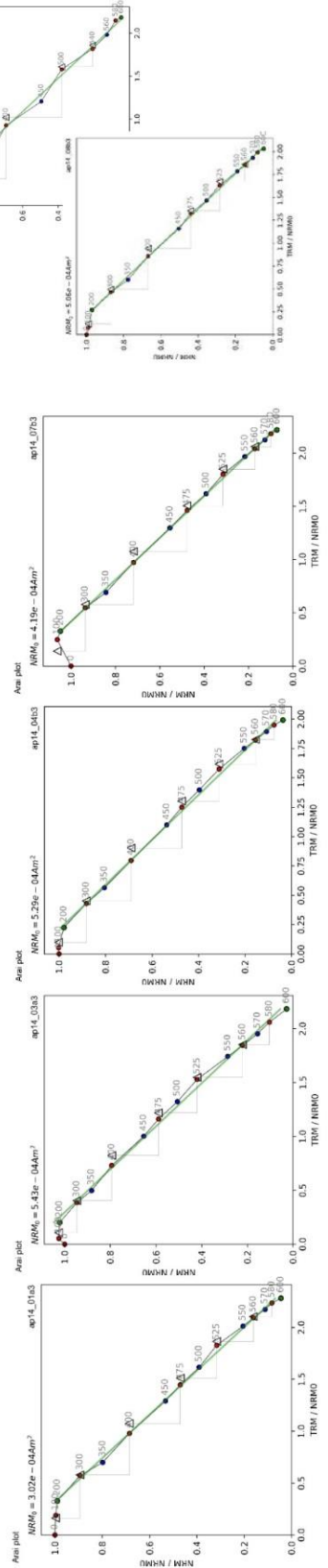
AP14
MSP:



Thellier-Thellier:

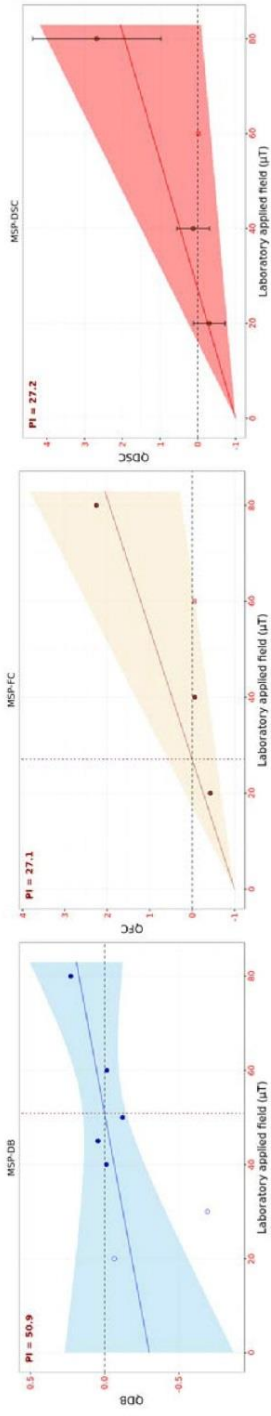


IZZI:

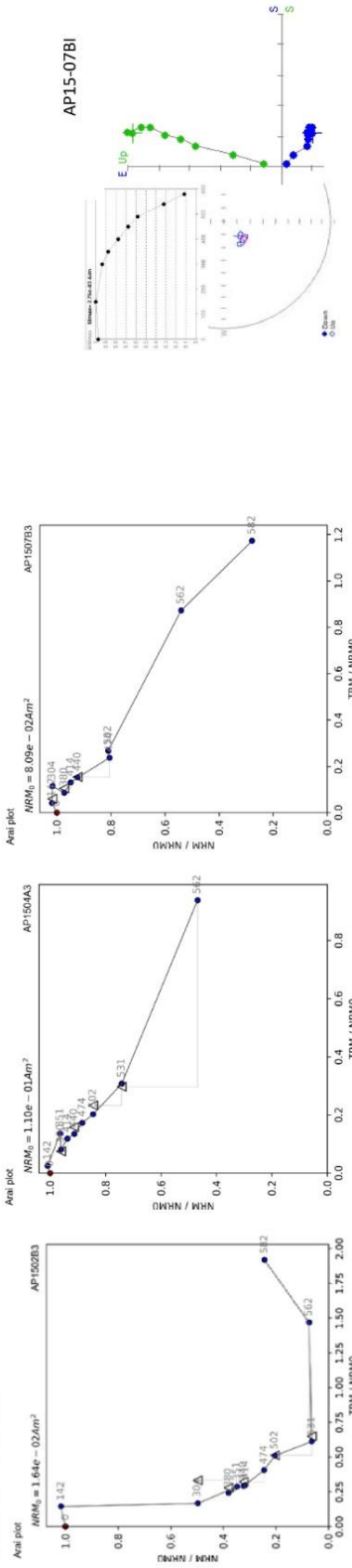


AP15
MSP:

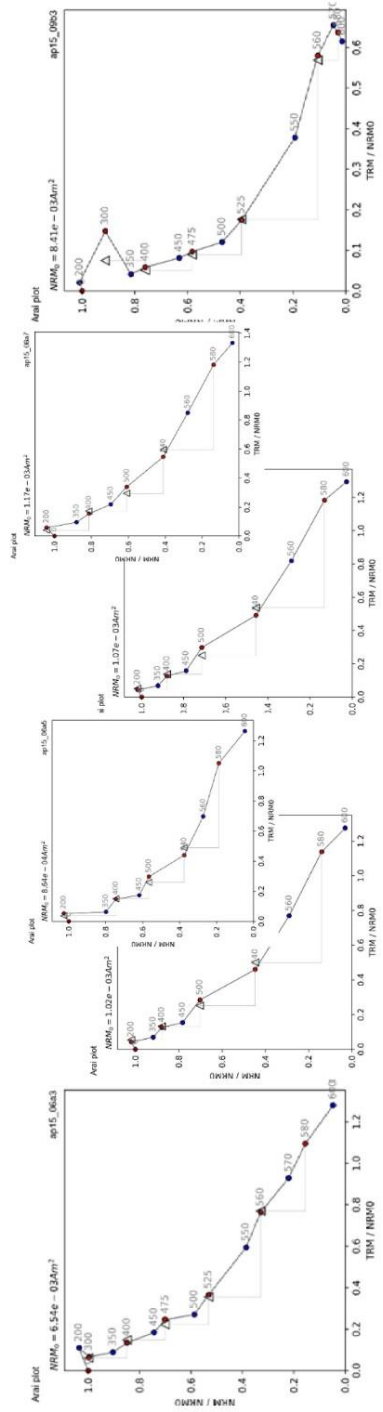
AP15-07ABII



Thellier-Thellier:

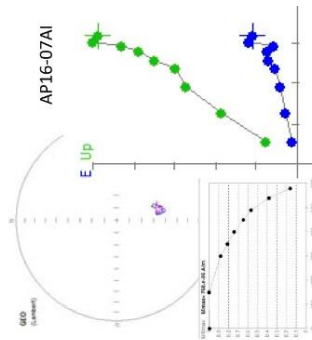
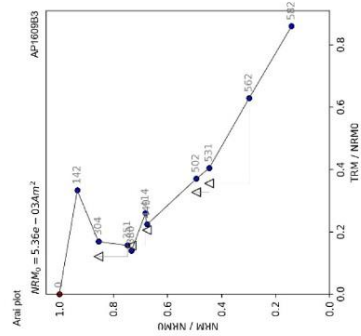
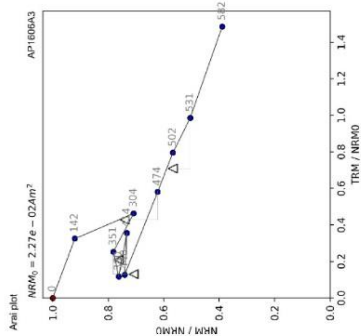
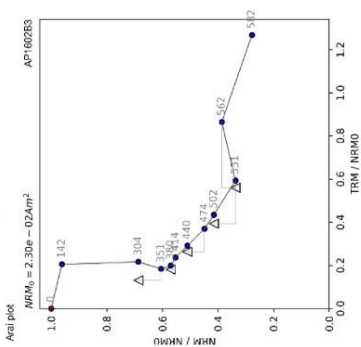


IZZI:

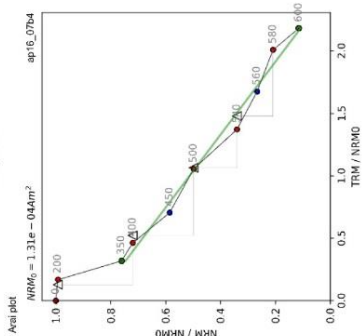
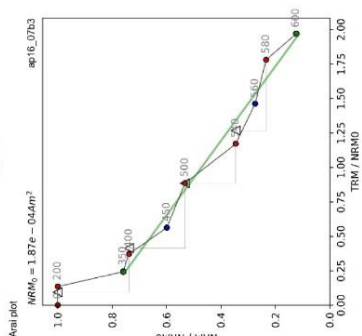
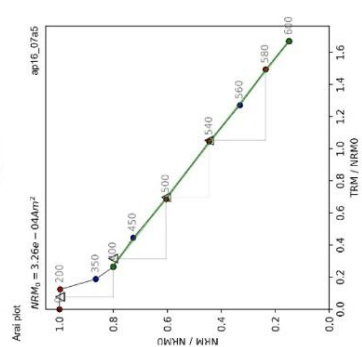
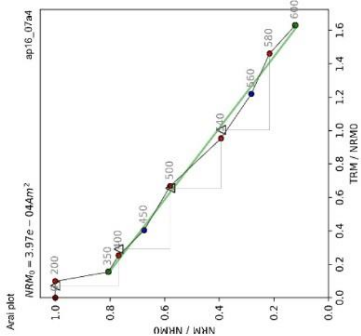
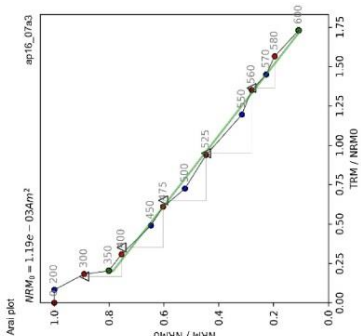
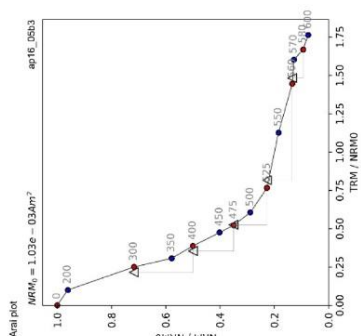
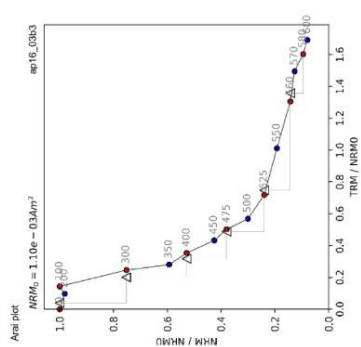


AP16

Theilier-Thellier:

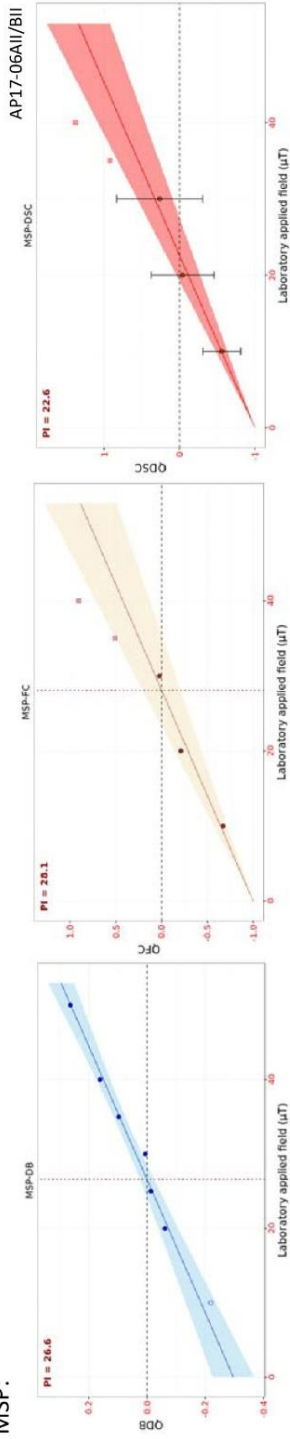


IZZI:

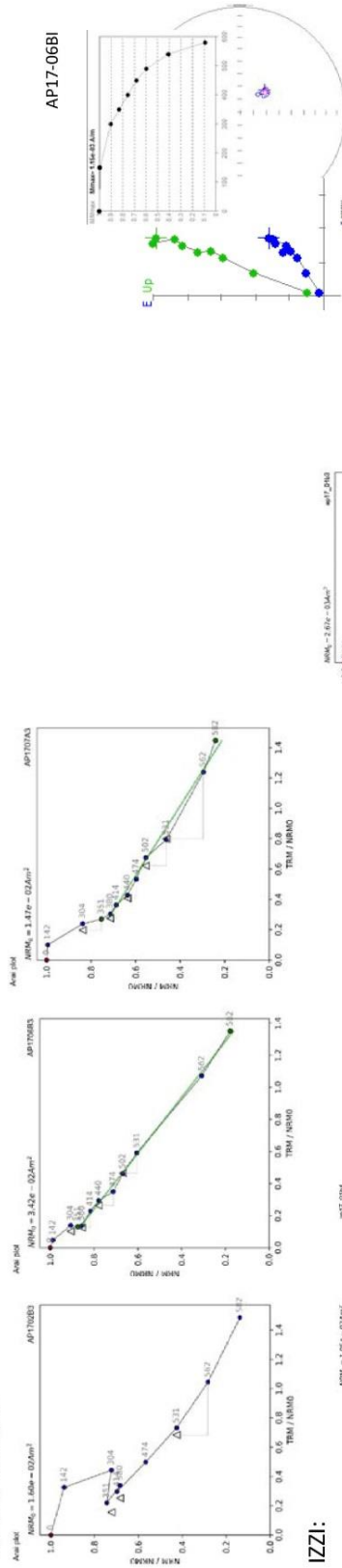


API17

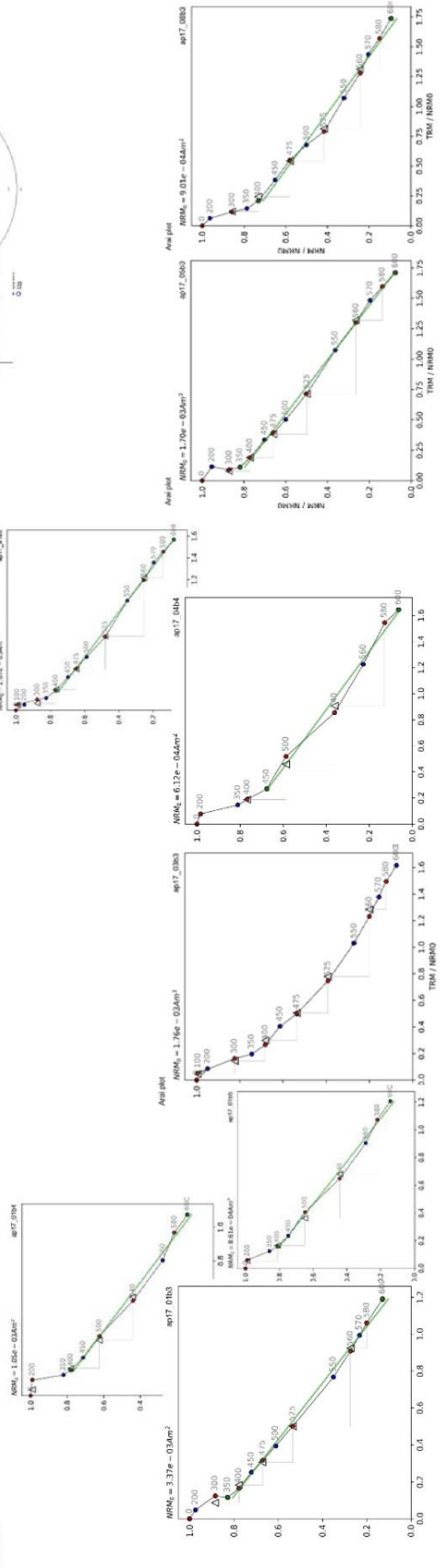
MSP:



Theilier-Thellier:

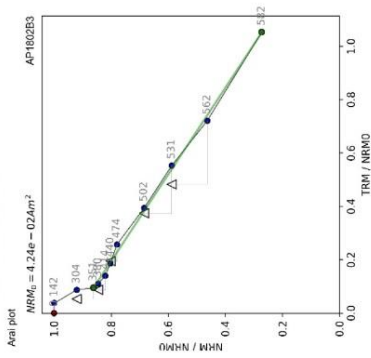


IZZI:

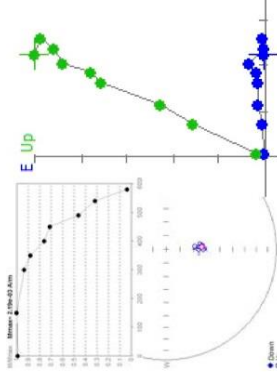


AP18

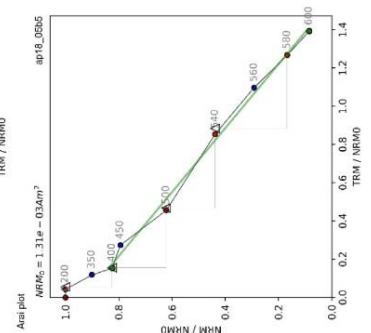
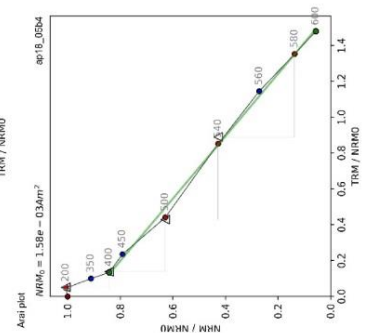
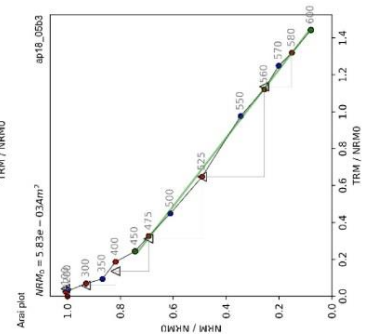
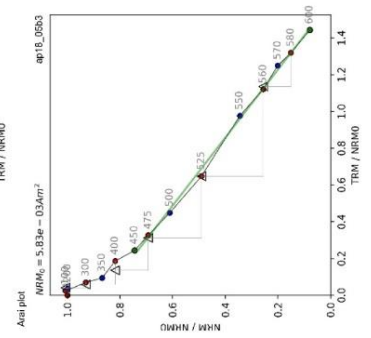
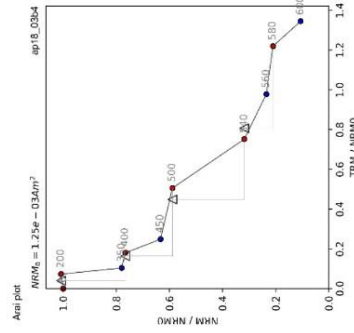
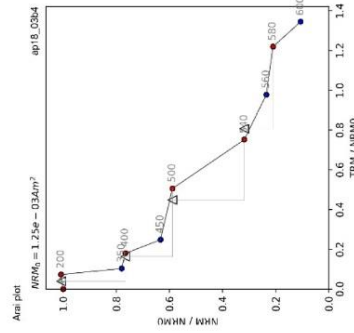
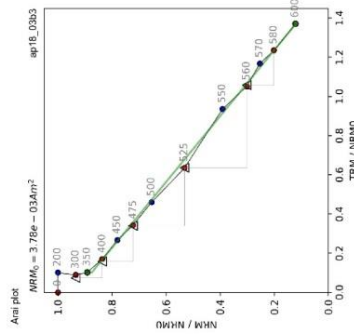
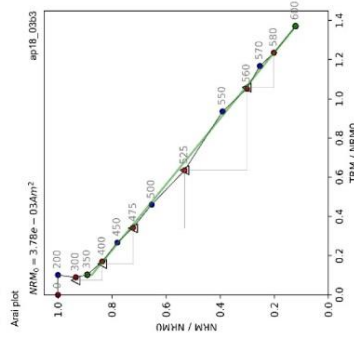
Theilier-Thellier:



AP18-05BI

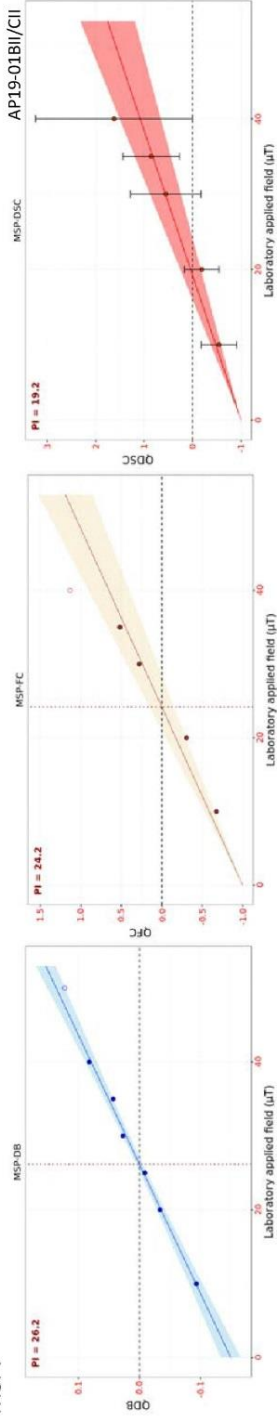


IZZI:

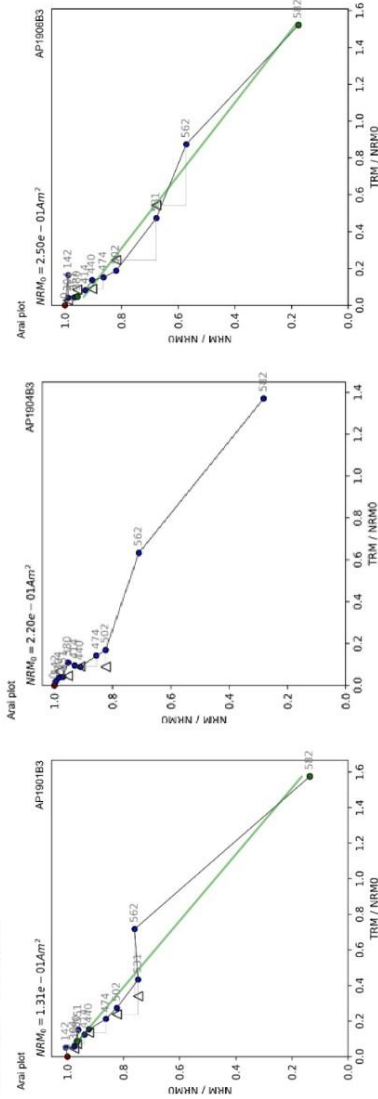


AP19

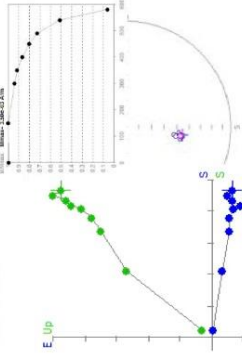
MSP:



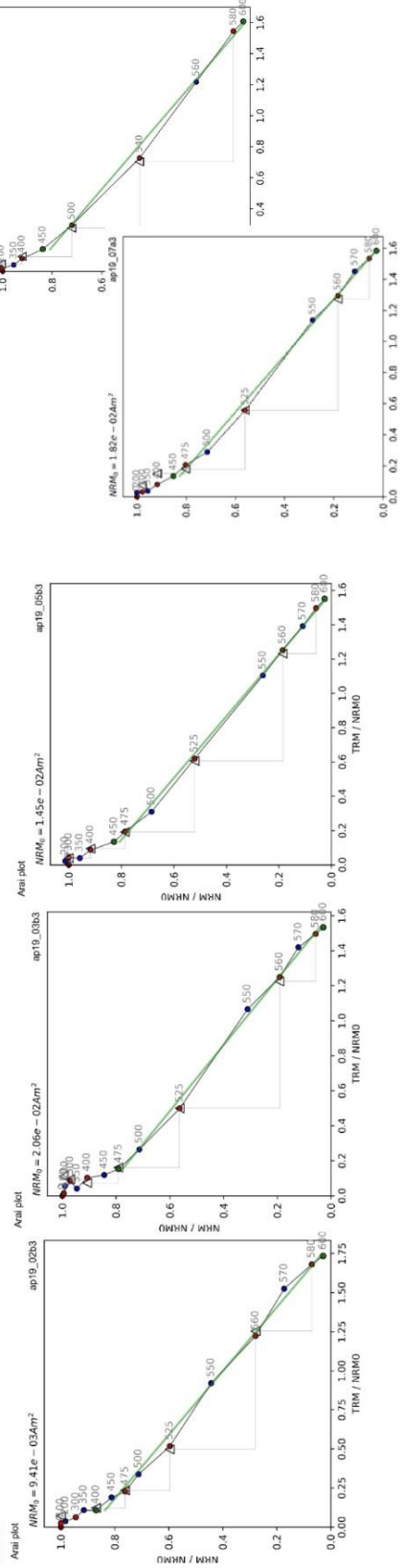
Thellier-Thellier:



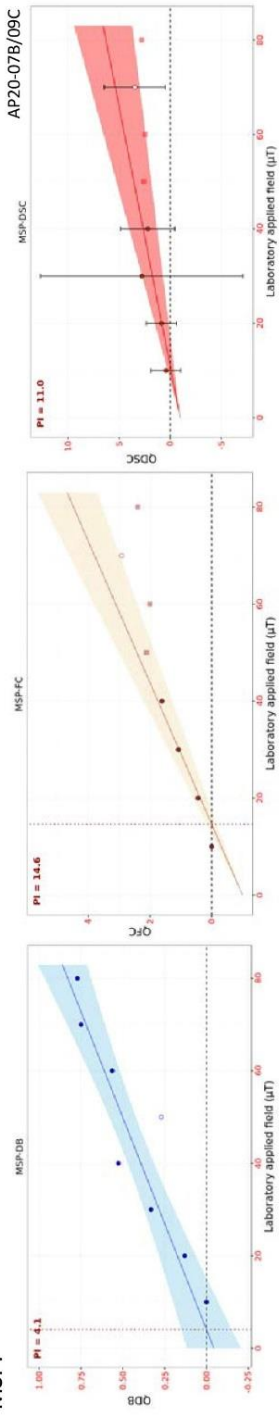
AP19-01B1



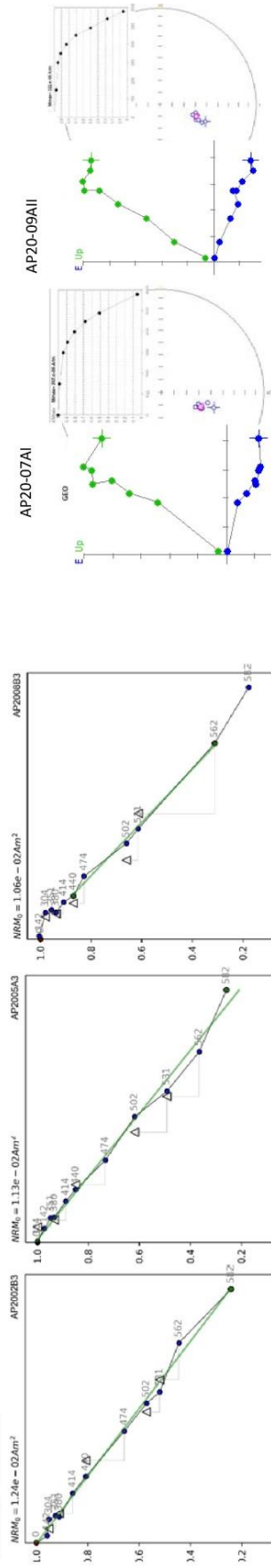
IZZI:



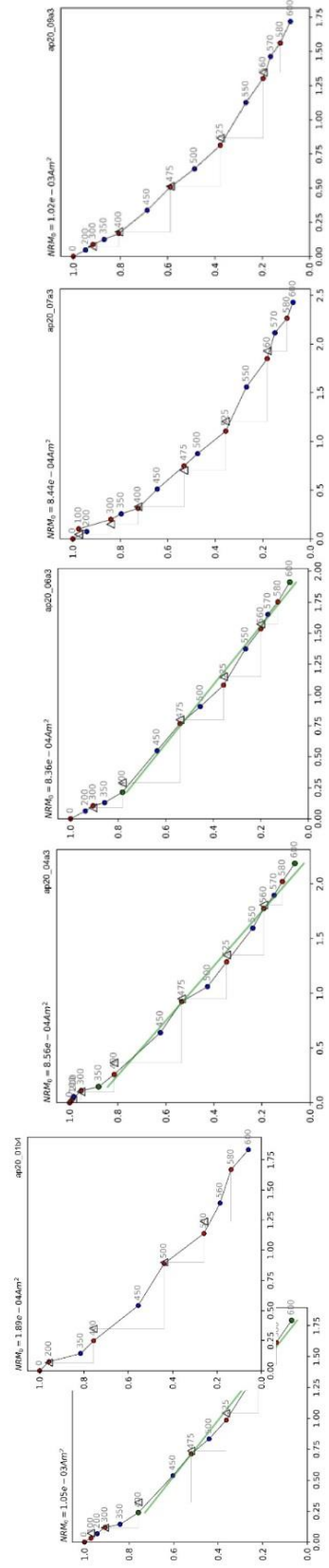
AP20
MSP:



Theilier-Thellier



IZZI:



Tables

Criteria parameter	CLASS		Threshold values reference
	A	B	
n	≥ 5	4	A) Leonhardt et al., 2004b. B) Biggin et al., 2007; Kissel and Laj, 2004; Selkin and Tauxe, 2000.
β	≤ 0.1	0.15	A) and B) Leonhardt et al., 2004b.
f	≥ 0.5	0.35	A) Kissel and Laj, 2004; Leonhardt et al., 2004b. B) Leonhardt et al., 2004b.
q	≥ 5	2	A) Leonhardt et al., 2004b. B) Kissel and Laj, 2004.
 k' 	≤ 0.164	0.270	A) and B) Paterson, 2011.
MAD anc	≤ 7	15	A) Kissel and Laj, 2004. B) Biggin et al., 2007; Leonhardt et al., 2004b; Selkin and Tauxe, 2000.
α	≤ 10	15	A) Groot et al., 2014. B) Biggin et al., 2007; Leonhardt et al., 2004b; Selkin and Tauxe, 2000.
δ(CK)	≤ 5	9	A) Leonhardt et al., 2004. b) Paterson et al., 2014.
n pTRM checks	≥ 2	2	
σB (μT)	≤ 8	8	
σB %	≤ 25	25	

Table S1. Parameter values of selection criteria for paleointensity determinations in Thellier-Thellier and IZZI experiments to assess the quality of the experiment conditions, the absence of magnetochemical alterations and the amount of magnetization carried by SD grains (see Standard Paleointensity Definitions v1.1; (Paterson et al., 2014)). Threshold values based on the frequently used ThellierTool criteria sets (Leonhardt et al., 2004) as modified by Patterson et al. (2014) (TTA and TTB). Two different strictness levels, class A and class B have been considered.

Step	Description	Ratio
m0	Original TRM.	
m1	Remanence produced by in-field heating-cooling step in B_{lab} parallel to the TRM.	MSP-DB protocol paleointensity $Q_{DB} = \frac{m_1 - m_0}{m_0}$
m2	Remanence after in-field heating-cooling cycle in B_{lab} antiparallel to the TRM.	MSP-FC protocol paleointensity $Q_{FC} = 2 \frac{m_1 - m_0}{2m_0 - m_1 - m_2}$
m3	Remanence after zero-field heating and cooling in-field B_{lab} parallel to the TRM.	MSP-DSC protocol paleointensity $Q_{DSC} = 2 \frac{(1 + \alpha)m_1 - m_0 - \alpha m_3}{2m_0 - m_1 - m_2}$
m4	Remanence is obtained repeating the m1 procedure.	Relative alteration error $\varepsilon_{alt} = \left \frac{m_1 - m_4}{m_1} \right $

Table S2. *Multispecimen - Domain State Correction* protocol steps (MSP-DSC) (Fabian and Leonhardt, 2010).

Criteria thresholds applied to each specimen-B_{lab} point results

Cook's D	\leq	3 cook's D mean	Cook's Distance: Influence of each specimen-B _{lab} point in the OLS or WLS regressions. It is a default software requirement to evaluate the measure quality in MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/).
f	\geq	0.2 - 0.8	Ratio between NRM fraction removed and overprinted by the laboratory pTRM for each specimen-B _{lab} point (Fabian and Leonhardt, 2010). It is obtained from the half vector sum between m1 and m2 normalized by the NRM, so that it is only calculated for FC and DSC. Even so, it is also applicable to DB. f depends on the temperature reached, which is the same in the three MSP variants. It ensures that, if present, the multidomain pTRM tail effect (Dunlop and Özdemir, 2000) is correctly measured. The fraction of unblocked NRM during the heatings must be between 20% and 80% of the total NRM, as in that interval, because it is large enough to be accurately measured and it is below the total TRM (Tema et al., 2016).
Crit-angle	\leq	10°	Critical angle: Maximum angle between the NRM remaining after the pTRM acquisition and the total NRM. This criterion ensures that the NRM is the ChRM (in MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/); Tema et al., 2016, 2015).
m4m3 m1m3	\leq	0.05	Intensity difference between m4-m3, and m1-m3 steps. It is used as an alteration test. It is a default software requirement to evaluate the measure quality in MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/).

Criteria applied to complete paleointensity determination

Class	A	B	Determination quality level.	
n	\geq	4	3	Number of specimen-B _{lab} points taken in the determination. The relation N/n also must be taken into account since results comparison. N = total number of specimen-B _{lab} points.
f range	\geq	0.3 - 0.7	0.2 - 0.8	Minimum and maximum ratio between the fraction of NRM removed and overprinted by the laboratory pTRM of the total specimens-B _{lab} points.
CI_{95 T/2} (μT)	\leq	16	16	95% confidence interval of the determination divided by two. It is calculated through bootstrapped of 500 values with the MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/), and is only valid if the bootstrapped values have a Gaussian distribution. It is a perfect determination when the upper and lower limits are symmetrical with respect to the paleointensity value. It is in good agreement and within the error bar with the error value obtained in the Thellier protocol (Tema et al., 2015). The parameter is less reliable, than fewer points the determination includes.
CI_{95 (T/2)%} (%)	\leq	20	25	95% confidence interval relative with respect to the paleointensity value of the determination, divided by two.
R²	\geq	0.9	0.85	Quality of the OLS or WLS regressions fit.
y-intercept	$=$	0	0	Intersection of the OLS or WLS regressions with the y axis. According to the theoretical reference that when a sample is cooled in zero field there is no pTRM acquisition, the linear fit must be anchored to the intercept (0,-1), except in the MSP-DB protocol (MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/)).

$\epsilon_{alt} \leq$	10	15	<p>Relative alteration error average % (Fabian and Leonhardt, 2010). When thermo-chemical changes occur, the temperature attained is more important than the number heatings, hence it is possible to use ϵ_{alt} for the all MSP protocols. Value A taken from Tema et al. (2016).</p> $\epsilon_{alt} = \left \frac{m_1 - m_4}{m_1} \right $
$\Delta B_{\%} \leq$	20	25	<p>Final error obtained from alteration error plus domain-state-correction error (ΔH in Fabian and Leonhardt (2010)). As with the alteration error, it depends on the temperature reached, so that it can be applied to MSP-DB, FC and DSC. In addition, when comparing the value of this parameter with ϵ_{alt} (included also in its calculation) it is possible to approximately know the domain-state error.</p> $\left(\frac{\Delta H}{H}\right)^2 = \left[\sum_{i=1}^N \left(\frac{H_i/H}{\Delta Q_i}\right)^2 \right]^{-1}$ <p style="text-align: right;"> <i>H</i>: single-specimen paleointensity <i>H_i</i>: laboratory field ΔQ_i: single-specimen total error </p>

Table S3. Quality criteria used in MSP determinations and their threshold values. OSL: Ordinary Least Squares regression used in MSP-DB and MSP-FC determinations. WLS: Weighted least Squares regression used in MSP-DSC determinations. Specimen- B_{lab} point: each specimen which has been subjected to a different B_{lab} .

6.3. MULTI-METHOD PALEOINTENSITY STUDY ON A PLIO-PLEISTOCENE VOLCANIC SEQUENCE FROM SOUTHERN GEORGIA: NEAR-TRANSITION RECORD OR WEAK STABLE FIELD INTENSITY?

In collaboration with: Manuel Calvo-Rathert, Avto Goguitchaichvili, George T. Vashakidze, Pierre Camps, Juan Morales-Contreras, Vladimir A. Lebedev, Néstor Vegas, Nayeli Pérez Rodriguez

Key words: Thellier-Thellier method, IZZI method, MSP-DSC method

Abstract

New, technically high quality paleointensity determinations using different methods, were obtained the Plio-Pleistocene Korkhi sequence (Djavakheti Highland, South Georgia). This sequence comprises 27 lava flows divided into two sub-sequences of different ages, separated by an erosional surface. Lower-Korkhi covers the first 17 flows and yields a radiometric age of approximately 3 Ma. The upper 10 flows yield a younger age of 1.85 Ma.

Absolute paleointensity determinations with the multispecimen method, have been carried out on 15 lava flows. Only seven MSP-DSC determinations pass the quality criteria proposed in this survey. Additionally, we critically analyzed and reinterpreted a set of published data obtained through Thellier-type technique (Sánchez-Moreno et al., in review) together with new data obtained by multispecimen methods. The multi-method approach is based on the agreement of paleointensities obtained from different techniques. Under these conditions, site-mean paleointensities have been obtained on 12 lava flows from the Lower-Korkhi subsequence and a single average paleointensity on the Upper-Korkhi section.

Lower-Korkhi VADM's show values ranging 2.4 to $5.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. These values lie below the present-day dipole moment for field intensity at Korkhi location ($8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). These low paleointensities may depict a paleointensity drop before a complete directional reversal. Radiometric ages, the observed polarity and low paleointensities would allow to locate Lower-Korkhi immediately prior to the normal to reverse lower Kaena polarity transition. The interpretation of Lower-Korkhi as a stable field record cannot, however, be completely ruled out. The single reliable flow-averaged paleointensity determined in the Upper-Korkhi section yields a high VADM value of $12.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ and might record an intensity peak just before completion of a full reversal.

The additional reliability check proposed in this study and based on the multi-method consistency procedure has yielded a high success rate. Flow-mean paleointensities have been obtained for 13 lava flows, in contrast with only three accepted determinations obtained by Sánchez-Moreno et al. (in review) over the same Thellier-type.

1. Introduction

The Earth's magnetic field (EMF) changes with time in direction and intensity, due to the movement of the cast iron alloys in the Earth's outer core. When the axial dipole decreases in intensity during geomagnetic excursions or polarity transitions, due to variations in the outer core flux (Glatzmaier and Coe, 2015), a non-dipolar and non-axial field predominates. During these stages, in which the field intensity varies, the geomagnetic poles can be located far from the geographical north and south.

Determination of the absolute paleointensity of the Earth's magnetic field together with its paleodirection can provide some key information for the understanding of the processes in the core that give rise to the geomagnetic field and how and why the Earth's magnetic field reverses polarity. An asymmetric behavior of paleointensity has been observed from the data obtained up to now in records of polarity reversals (for recent reviews, see Laj and Channell, 2007; Valet and Fournier, 2016). Moreover, combined paleomagnetic and paleointensity studies on transitional records have also allowed to observe that the intensity transition occurs a meaningfully time prior to the direction transition of the field (Herrero-Bervera and Valet, 2005; Prévot et al., 1985a; Rüsager and Abrahamsen, 2000; Valet et al., 1999). The direction of the ancient field can be measured directly because the magnetization recorded in a rock is usually parallel to the direction of the field that generated it. However, absolute paleointensity cannot be directly obtained as it is only proportional, but not equal, to the magnetizing field intensity. Both directional and intensity data are important to understand the characteristics of the Earth's Magnetic Field, and for a reliable reconstruction of the magnetic field behavior, it is necessary to improve the quality and the reliability of the data.

The main aim of the present study is the determination of the paleointensity recorded in the Korkhi sequence, which is located in the southwest of the Djavakheti Highland, in the Lesser Caucasus (Southern Georgia) (Fig. 1). It comprises two subsequences of 17 and 10 lava flows of approximately 3 Ma and 1.85 Ma ages respectively (Sánchez-Moreno et al., 2018). Paleomagnetic directions (Sánchez-Moreno et al., 2018), indicate that Lower-Korkhi has recorded an interval of normal polarity inside the Gauss chron, reflecting a stable stage of the EMF, but with a mean geomagnetic pole that does not match the expected one. The Upper-Korkhi directional data record 8 reverse-intermediate polarities, reflecting a transitional period. A previous paleointensity study performed on this sequence with the Thellier-Thellier (Thellier and Thellier, 1959) and IZZI (Yu et al., 2004) methods by Sánchez-Moreno et al. (in review) yields only three successful paleointensity determinations yielding low VADM values between 2.7 and 5.0×10^{22} Am². In the present study a joint analysis of new paleointensity data obtained in the present investigation with the multispecimen (MSP) method (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnell, 2006; Fabian and Leonhardt, 2007) and the already published Thellier-type data (Sánchez-Moreno et al., in review), has been performed, with the aim of providing new data and an additional reliability check with a multi-method consistency test (e.g. Böhnell et al., 2009; De Groot et al., 2013, 2015; Enterpinar et al., 2016; Monster et al., 2015; Calvo-Rathert et al., 2016). Biggin and Paterson (2014) have suggested that the site-average paleointensities should include results from more than one technique. In the present study the ThellierTool criteria sets (Leonhardt et al., 2004) as modified by Paterson et al. (2014) have been applied for the new analysis of the

already published Thellier-type data. It should be noted that too strict selection criteria allow the rejection of ideal samples subject to experimental noise (Paterson et al., 2014).

The previous paleointensity results obtained in the Lower-Korkhi sequence by Sánchez-Moreno et al. (in review) yielded rather low VADM values between 2.7 and 5.0×10^{22} Am². This subsequence has been interpreted as recording a stable EMF regime, but displays a mean geomagnetic pole that does not match the expected one. Since tectonic rotations have been ruled out (Sánchez-Moreno et al., 2018), Lower-Korkhi could reflect a stage near transition, with a relatively weakened dipole moment, yet strong enough to produce basically dipolar remanence directions. New paleointensity data could provide new information about the EMF regime recorded in Lower-Korkhi, as low intensities could point to pre- or post-transitional data. On the other hand, the time-averaged stable EMF intensity is also matter of debate. Several studies point to relatively low time-averaged values between approximately 4 and 5×10^{22} Am² (Cromwell et al., 2015; Juárez et al., 1998; Juárez and Tauxe, 2000; Lawrence et al., 2009; Selkin and Tauxe, 2000; Tauxe, 2006; Tauxe et al., 2013; Wang et al., 2015; Yamamoto and Tsunakawa, 2005), while others propose VADM values closer to the present dipole moment (Goguitchaichvili et al., 1999; Heller et al., 2002; McFadden and McElhinny, 1982; Smirnov and Tarduno, 2003; Valet et al., 2005).

The multispecimen paleointensity determination method (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Bönhel, 2006) is supposed to be independent of magnetic domain structure because it presumably eliminates magnetic memory effects. Fabian and Leonhardt (2010), however, suggest that it systematically overestimates paleointensity for samples containing MD grains, and thus proposed some additional corrections. These overestimations have been observed in some cases (Calvo-Rathert et al., 2016; Michalk et al., 2010; 2008) although other studies yield similar values or underestimations with both protocols (Calvo-Rathert et al., 2018; de Groot et al., 2012; Muxworthy and Taylor, 2011; Tema et al., 2016, 2015). The results of both versions of the MSP technique are still being discussed by the scientific community, and there is still no general agreement about its reliability over the samples with a large MD content. Another aim of the present study is to assess the quality and reliability of MSP results comparing them with Thellier-type determinations, as the latter are based on a sound physical background.

2. Geologic background

The magmatic activity produced by the still active Arabian-Eurasian plate collision has generated the volcanic plateau that includes the Djavakheti Highland and the Armenia Platform. The last differentiated phase of volcanism in the Lesser Caucasus spans from upper Pliocene to Holocene (Adamia et al., 2011). It has generated sequences of numerous consecutive lava flows that cover tens of meters of thickness, with several kilometers of extension, which are known as Akhalkalaki formation (Maisuradze and Kuloshvili, 1999). The present study has been carried out over one of these sequences. The Korkhi sequence is located on the western sector of the Djavakheti region ($41^{\circ}27'31''\text{N}$, $43^{\circ}27'55''\text{E}$) (Fig. 1.). It comprises 27 basaltic andesite lava flows separated into two subsequences by an erosional surface. The first subsequence, called Lower-Korkhi, spans the first 17 flows with K-Ar ages between 3.11 ± 0.20 Ma (flow KR17) and 3.08 ± 0.09 Ma (flow KR05) (Sánchez-Moreno et al., 2018). The second subsequence,

Upper-Korkhi has 10 lava flows, and 2 of them were not in situ (KR21 and KR23). It yields a K-Ar age of 1.85 ± 0.08 Ma, obtained in flow KR27 (Sánchez-Moreno et al., 2018).

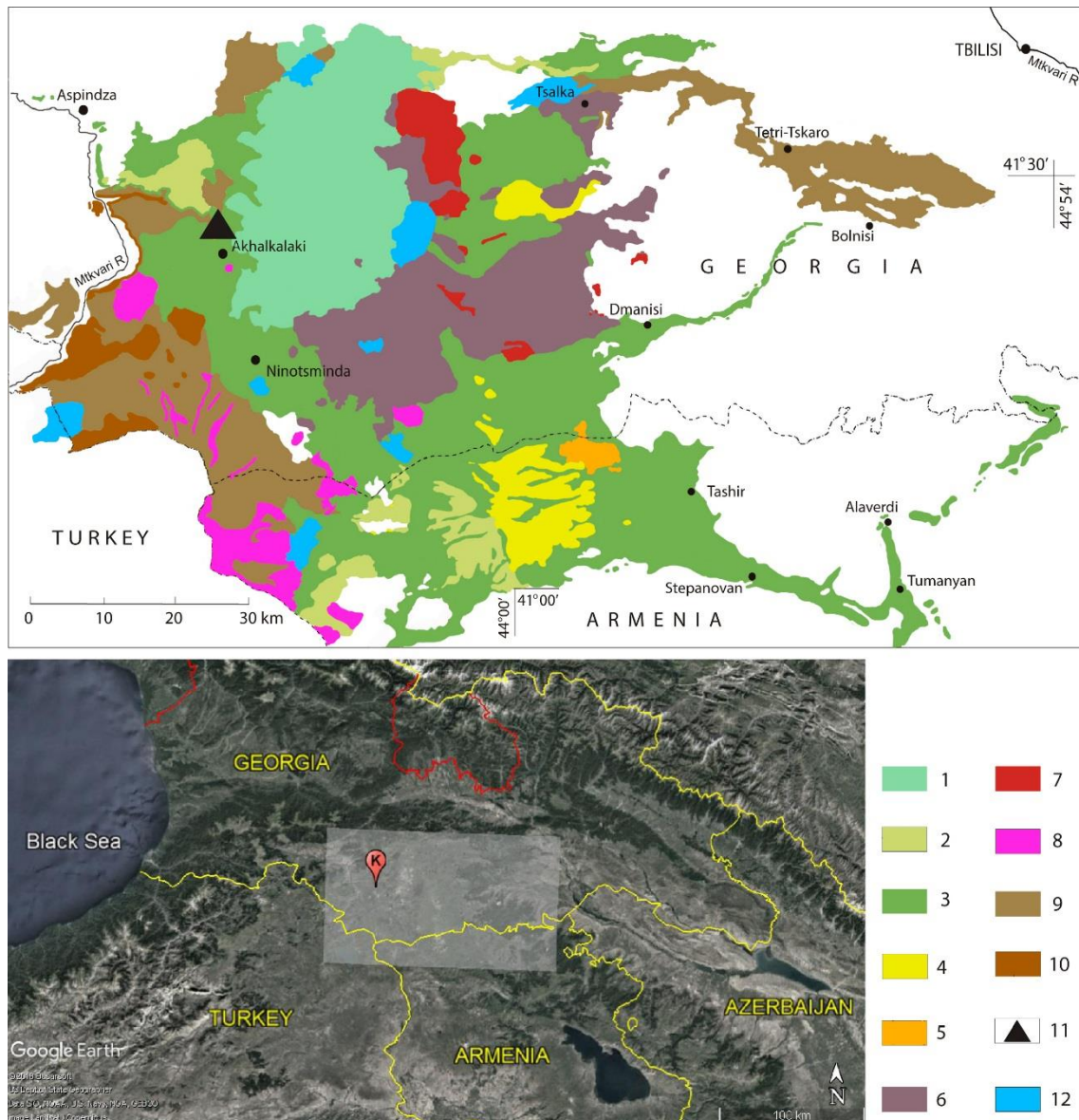


Figure 1. Schematic geological map of the Plio-Pleistocene magmatism in the Djavakheti Highland (Lesser Caucasus) showing lava flow sequences sampled in the present study (Calvo-Rathert et al., 2013; Lebedev, 2015; Lebedev et al., 2008). 1 - Quaternary volcanic rocks (andesites and dacites) of the Samsari ridge (800 – 0 ka); 2-10 Pliocene – Early Quaternary volcanic rocks of Akhalkalaki formation: 2 - Basic lavas (1.75 – 1.40 Ma), 3 - Basic lavas (2.15 – 1.95 Ma), 4 - Later dacites and rhyolites of the Javakheti ridge (2.25 Ma), 5 - Hyalodacite (2.5 Ma), 6 - Basic lavas (2.65 – 2.45 Ma), 7 - Earlier rhyolites and dacites of the Djavakheti ridge (2.85 – 2.6 Ma), 8 - Dacites of the SW part of Djavakheti highland (3.15 – 3.11 Ma), 9 - Basic lavas (3.22 – 3.04 Ma), 10 - Basic lavas (3.75 – 3.55 Ma); 11 - Sampled lava flow sequence of Korkhi; 12 - Lakes. Location map from Google Earth: Image Landsat/Copernicus © 2018 Basarsoft, US Dept. of State Geographer.

3. Rock-magnetism and paleomagnetic directions

Detailed rock-magnetic experiments were performed on samples of all flows of the Korkhi sequence in a previous work (Sánchez-Moreno et al., 2018). Isothermal remanent magnetization (IRM) acquisition curves carried out point to the presence of low coercivity ferrimagnetic phases in the studied basalts. Strong field magnetization versus temperature (Ms-T) curves allow to identify titanomagnetites with different content of titanium as main carriers of the magnetization (Fig. S1). They show different degrees of reversibility during heating-cooling runs. Samples displaying curves with high reversibility (types H and H*) were selected for paleointensity determinations (Fig. S1). Hysteresis loops yield parameters that fall on the pseudo-single-domain (PSD) behavior area on the Day plot (Day et al. 1977, Dunlop, 2002), which might be interpreted as due to the mixture of single-domain (SD) and multi-domain (MD) grains. Nevertheless, given the number of variables that influence the hysteresis curves values, the Day plot does not allow a direct interpretation of the domain states of the sample analyzed, and these results have to be taken with caution (Roberts et al., 2018).

The directional study conducted by Sánchez-Moreno et al. (2018) showed that all 17 lava flows at the Lower-Korkhi section yield normal polarity magnetization. Its mean paleomagnetic pole is deviated 7.1° from the geomagnetic axial dipole (GAD) direction (Fig. S2), but Tectonic rotations have been ruled out (Sánchez-Moreno et al., 2018). A VGP (virtual geomagnetic poles) angular scatter analysis was performed displaying a far below the value predicted by PSV (paleosecular variation) models for the last 5 Ma in Europe. These results point towards a record of a short emission interval in which PSV is not averaged. Paleomagnetic results and K-Ar data allow to position the Lower-Korkhi subsequence in the Gauss Chron, reflecting a stable stage of the EMF.

The Upper-Korkhi subsequence shows 8 reversed to intermediate polarities with a mean geomagnetic pole at 8.5° from the expected one and a large α_{95} confidence angle. Tectonic rotations were also ruled out. Paleomagnetic results and K-Ar data lead to the conclusion that the subsequence is a record of a transitional interval of the EMF, during either the lower or upper Olduvai polarity reversals.

4. Polished thin section analysis

A microscopy study has been performed to improve the knowledge about the magnetization carriers and their features, contributing to the preselection of specimens for the paleointensity experiments.

Based on the different behaviors of the Ms-T curves, five representative samples from the Korkhi sequence were selected, one from each curve-type (H, H*, M, L and M+L). The study was carried out by means of reflected light optical microscopy in Géosciences Montpellier (Univ. Montpellier, France) with a Leitz Wetzlar Ortholux Microscope. Elaboration of the polished thin sections, backscattered images and composition analyses were obtained at Universidad del País Vasco (UPV/EHU, Bilbao, Spain). The polished thin sections were carbon coated and analyzed with a JEOL JSM-7000F SEM equipped with an Oxford Inca Pentafet X3 energy dispersive X-ray analyzer (EDX). The EDX microanalyses were performed using a backscattered electron signal (BSE) at 20 kV and a current intensity of 1×10^{-9} A, with a working distance of 10 mm.

The five analyzed thin sections are holocrystalline and have a porphyritic and fluidal texture with variable vesicularity. These samples contain plagioclase, olivine and clinopyroxene as phenocrysts and plagioclase, clinopyroxene and opaque minerals in the groundmass. In many cases the phenocrysts of olivine are almost completely replaced by iddingsite. Following the method of Zhang et al. (2014), the samples contain about 1.5 to 2.2 percent of opaques. These opaque phases are mainly subhedral crystals of titanomagnetite with skeletal and cruciform morphologies and acicular crystals of ilmenite, also with skeletal textures (Figs. 2.a, b and 3.a, b). Occasionally, some chromite crystals are identified, as in samples KR23-05AI and KR04-04CI (Figs. 2.c and 3.c).

In order to better understand the origin of the magnetization in the studied lava flows, the oxy-exsolution processes in the titanomagnetites are analyzed following the texture and oxidation state description of Haggerty (1976; 1991). Trellis type of ilmenite lamellae exsolution, along the (1,1,1) planes of the titanomagnetites is present in all samples (Figs. 2.b, d, f and 3.b, d, f) indicating an oxidation stage C2 to C3. A more advanced oxidation stage C4 is recorded in sample KR13-1CII by the pseudomorphing of the trellis ilmenite lamellae by ferrian rutile and ferrian ilmenite (Figs. 2.d, e and 3.d, e). Besides, the entire oxidation sequence from C2 to C6 may be identified in sample KR04-04CI, where the presence of pseudobrookite forming patches parallel to the (1,1,1) planes of the titanomagnetite (Fig. 3.f) is an indication of C6 oxidation stage.

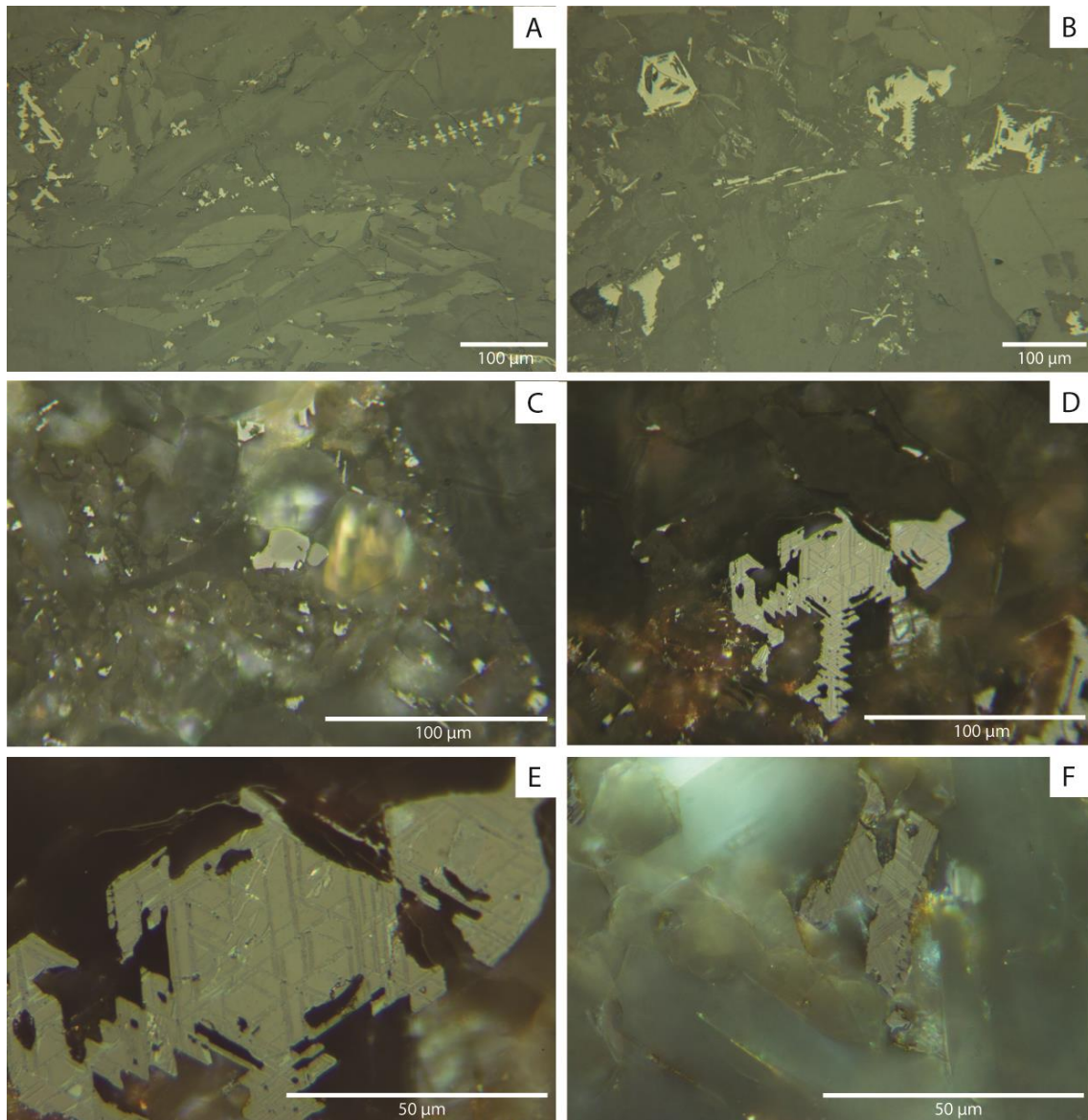


Figure 2. Reflected light optical microscope images of polished thin sections from the Korkhi sequence. (a) Overview image of the KR27-10DI. It is possible to recognize subhedral crystals of titanomagnetite with skeletal and cruciform morphologies. (b) Overview image of the KR13-01CII sample. Titanomagnetite grains, in light grey and white, appear forming euhedral and subhedral crystals with skeletal and cruciform textures. (c) Chromite core asymmetrically mantled by chromian titanomagnetite. (d) Titanomagnetite with crystal showing trellis ilmenite lamellae. (e) Detailed view of the previous microphotograph showing the well-developed replacement of original ilmenite lamellae to ferrian rutile and ferrian ilmenite pointed out C4 stage of oxidation. (f) Subhedral crystal of titanomagnetite with trellis exsolutions of ilmenite.

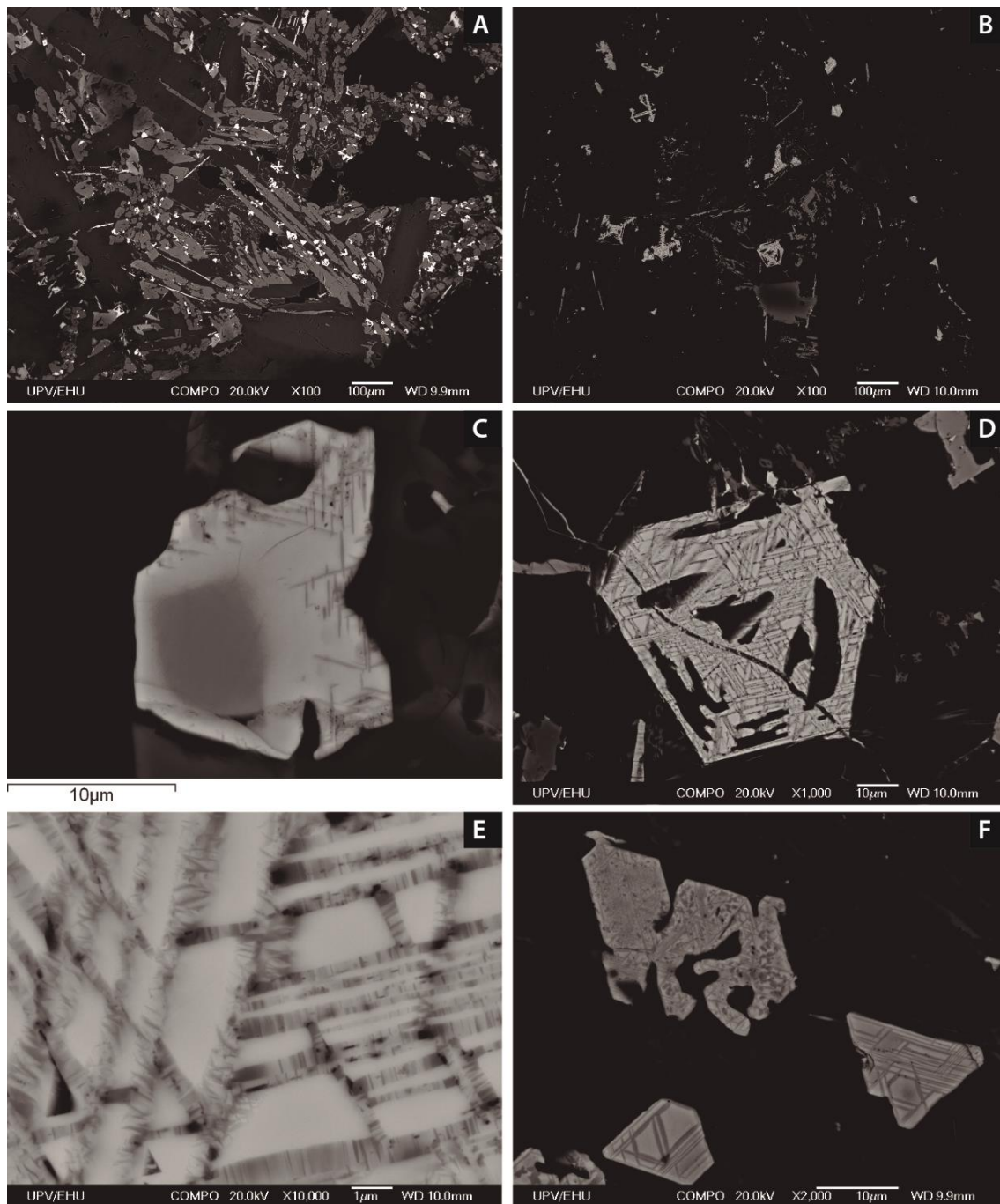


Figure 3. Scanning electron microscope (SEM) images of polished thin sections from the Korkhi sequence. (a) Overview image of the KR04-04CI sample with the distribution of the opaque minerals, in white color, in the groundmass of the rock. It is possible to recognize titanomagnetite crystals with subhedral habit and ilmenite crystals with acicular habit. (b) Overview image of the KR13-01CII sample. Titanomagnetite grains, in light grey and white, appear forming euhedral and subhedral crystals with skeletal and cruciform textures. It is possible to recognize ilmenite trellis type lamellae in the bigger crystals. (c) Chromite core asymmetrically mantled by chromian titanomagnetite affected by ilmenite exsolution at the right outer margin. (d) Titanomagnetite crystal showing C4 stage of oxidation pointed out by the substitution of trellis ilmenite lamellae to ferrian rutile and ferrian ilmenite. (e) Detailed view of the previous microphotograph showing the well-developed replacement of original ilmenite lamellae. (f) Skeletal crystal of titanomagnetite with trellis and oval-like exsolution of ilmenite. The presence of pseudobrookite, forming middle grey patches parallel to (1,1,1) planes, indicates a C6 oxidation stage. Subhedrals triangular-shaped crystals of the lower part of the image show trellis type ilmenite intergrowths.

5. Paleointensity analyses

In the present study, paleointensity determinations have been performed with the multispecimen (MSP) technique (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnel; Fabian and Leonhardt, 2010), which is focused on reducing the number of heatings during the experiments increasing the number of specimens used for a single determination. Effects of magnetic history should be removed this way (Hoffman et al., 1989).

As an additional consistency and reliability check, a multi-method paleointensity interpretation was carried out, including in the analysis paleointensity data obtained in a previous study (Sánchez-Moreno et al., in review) on the same flows from the Korkhi sequence with the original Thellier-Thellier method (TT) (Thellier and Thellier, 1959) and the IZZI method (Yu et al., 2004). Different paleointensity determination protocols are based on the acquisition of different energy equilibrium states depending on temperature, applied field, demagnetizing field, etc., at different stages of the experiment. Thus, consistency of paleointensity determinations from methods relying on different principles may support the reliability of such results (Böhnel et al., 2009; de Groot et al., 2013, Monster et al., 2015; Calvo-Rathert et al., 2016). On the other hand, this kind of multimethod analysis can also be helpful to discuss and evaluate the performance of the MSP method when compared with Thellier-type methods.

5.1. Multispecimen method

Paleointensity determinations were performed with the *domain-state-corrected multispecimen method (MSP-DSC)* (Fabian and Leonhardt, 2010), which was developed from the *multispecimen parallel differential pTRM method (MSP-DB)* previously proposed by Biggin and Poidras (2006) and Dekkers and Böhnel (2006) and in which corrections for the TRM fraction and for the domain state effect are applied. The original MSP-DB is performed on several sister specimens to which a different B_{lab} is applied, while they are heated at the same temperature well below to the sample's unblocking temperature spectra. The temperature is usually selected below that observed in the previous thermal experiments, avoiding magneto-chemical alterations. MSP-DSC is proposed as a technique which is independent of the domain-state. It introduces corrections over MSP-DB values with the aim to avoid the possible paleointensity overestimation observed in some previous works (Calvo-Rathert et al., 2016; Fabian and Leonhardt, 2007; Michalk et al., 2010, 2008). The experimental protocol of the MSP-DSC method is the following:

- Measurement m0: measurement of the original TRM.
- Measurement m1: a remanence is produced by an in-field heating-cooling step with B_{lab} parallel to the TRM. These first two steps match those of the original MSP-DB method (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnel, 2006).
- Measurement m2: a remanence is produced by an in-field heating-cooling cycle with B_{lab} antiparallel to the TRM. This step allows to calculate the fraction of the NRM remagnetized by the overprinted pTRM (f parameter) and to calculate the fraction corrected paleointensity (MSP-FC).
- Measurement m3: a remanence is produced after zero-field heating and in-field cooling with B_{lab} parallel to the TRM. Through this step the pTRM-tail effect from MD

grains is estimated, and the domain state-correction is performed, yielding the domain-state corrected paleointensity (MSP-DSC).

- Measurement m4: a remanence is obtained repeating procedure m1. This step is added to calculate the relative alteration error ϵ_{alt} (Fabian and Leonhardt, 2010).

Measurements were carried out in two different laboratories. In *National Archaeomagnetic Service – National University of México (UNAM)*, with a home-made sample holder that allows to orient the specimens in a TD48-DC (ASC) thermal demagnetizer. A JR-6 spinner magnetometer (AGICO) was used for the remanence measurement. Six to seven specimens were used for each determination. They were prepared using small irregular fragments, taken from one standard sample for each determination, which were introduced into 10cm³ non-magnetic standard-sized salt pellets. Different laboratory field strengths B_{lab} were applied at intervals of 5 or 10 μ T, depending on the results that were being obtained during the experiment. In *Géosciences - Université de Montpellier (France)*, the experiment was carried out with the FURÉMAG prototype furnace (Patent # 1256194) and measured with a superconducting magnetometer (2G Enterprise). Eight specimens were used for each determination. Small irregular fragments were taken from standard samples and prepared in 10-cm³-standard size plaster. The different laboratory field values B_{lab} were applied at 10 μ T intervals.

Paleomagnetic and rock-magnetic characteristics of the Korkhi lava flows were used to select suitable samples for the MSP-DSC method: Selected samples should have i) An univectorial TRM component. ii) Reversible Ms-T curves (types H and H*). iii) Median destructive field (MDF) > 25 μ T during AF demagnetization. iv) Magnetization drops at high temperatures during thermal demagnetization experiments. Samples from 15 flows of the Korkhi sequence fulfilled these preselection criteria. 14 (out of 17) belonged to Lower Korkhi and only 1 (out of 10) to Upper-Korkhi. 10 of these samples were measured at the UNAM laboratory in Mexico and 5 at Géosciences - Université de Montpellier in France. The temperature chosen for the experiment was 450°, as samples still retain between 20% and 80% of the TRM in the Thellier-type experiments previously performed (Sánchez-Moreno et al., in review) and it is below the temperature at which magneto-chemical alterations occur.

5.2. Multispecimen results

The MultiSpecimen Paleointensity software (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/) was used for the interpretation of multispecimen paleointensity determinations. A requirement of both the MSP-DB and the MSP-DSC procedures is that the magnetic field (B_{lab}) applied in each step must be parallel to the original TRM. This program does not correct the declination and inclination between the resulting pTRMs from the different heating steps and the original TRM because it is not possible to perform it with total precision. To avoid this error, the program applies a limit angle of 10° between the original TRM and the pTRMs obtained in each step (Crit-angle in Table S2), above which the paleointensity determination is not valid. An alpha parameter α (Fabian and Leonhardt, 2010) of 0.5 is taken to calculate the domain state effect contribution, used to avoid the above mentioned possible paleointensity overestimation. In addition, a set of quality criteria regarding the linear regression analysis and correction, the Q_{DB} , Q_{FC} and Q_{DSC} ratios (Fabian and Leonhardt, 2010), was

applied to reject MSP data of poor technical quality (Table S2). The threshold values proposed for these parameters allow to distinguish two quality classes A and B in both the MSP-DB and the MSP-DSC paleointensity determinations (Table 3 and S2).

In order to compare MSP-DSC and Thellier-type results, values of alteration error (Fabian and Leonhardt, 2010) $\varepsilon_{\text{alt}} = 10\%$ for class A and $\varepsilon_{\text{alt}} = 15\%$ for class B have been proposed (Table S1). A rather flexible value for class B determinations has been used, because it could be observed that MSP-DSC determinations with ε_{alt} between 10% and 15% are able to produce similar paleointensities than Thellier experiments. Although parameter ε_{alt} can be only calculated for FC and DSC multispecimen determinations, it can be also taken into account for MSP-DB results, because the same temperature is reached in all three modalities of the MSP method. To provide comparable error parameters between MSP and Thellier-type determinations, the CI_{95} error (95% confidence interval of the MSP determinations) has been slightly modified, taking its relative value with respect to the total paleointensity (in %) divided by two (Table S1 and 1), so that it can be compared with the standard deviation in % of TT and IZZI determinations (standard deviation of a single paleointensity value ($\sigma_B/B_{\text{anc}} \times 100$) or of a mean value (δB (%)) from Standard Paleointensity Definitions v1.1 (SPD) of Paterson et al., 2014).

As previously mentioned, MSP-DSC determinations, and consequently MSP-DB, have been carried out over 15 samples from 15 different lava flows. When the results of the original MSP-DB protocol are analyzed, six MSP-DB determinations fulfil the quality criteria values, one belonging to class A and five to class B (Table 3). The MSP-DB thus reaches a success rate of 40%. If the corrected MSP-DSC results are analyzed, an additional flow is included in class B, so that 1 class A and 6 class B determinations are obtained, with a success rate of 47%. On other hand, in four cases is possible to observe a low f parameter while the remaining criteria fulfill type B thresholds and paleointensity results agree with those of adjacent flows. Both in DB and DSC protocols, these determinations have been tagged as B^f. In addition, one MSP-DSC yields a moderately larger ε_{alt} value, and therefore it has been classified as B*. This determination will be only taken into account for the comparison with Thellier-type results.

Paleointensity results are shown on table 1. Successful determinations obtained with both MSP-DB and MSP-DSC show differing values, although a tendency towards relatively low intensities below 30 μT (present-day value $B_{\text{Korkhi}} = 49.4 \mu\text{T}$) can be observed. Nevertheless, also somewhat stronger intensities ($> 60 \mu\text{T}$) were obtained). Paleointensity determinations not fulfilling reliability criteria mostly show values below 30 μT . Comparison of MSP-DB and MSP-DSC results shows systematic stronger paleointensities of the with the former protocol when compared with the latter. This overestimation varies between 12 and 42%, with an average of 22%. These observation is in accordance with the results obtained by Calvo-Rathert et al. (2016), Fabian and Leonhardt(2007), or Michalk et al. (2010; 2008).

Site	Spec.	Prot.	N	n	R ²	f	B (μT)	CI ₉₅ (μT)	CI ₉₅ T/2 (μT)	CI ₉₅ (T/2)% (%)	ε _{alt} (%)	Class
KR26	01AII/BII	DB	7	6	0.7451	-	90.8	[13.0 168.3]	77.7	85.5		-
		FC	7	6	0.9528	0.20-0.42	122.9	[91.2 149.0]	28.9	23.5		-
		DSC	7	5	0.9476	0.20-0.42	86.2	[65.1 107.1]	21.0	24.4	16.4	-
KR17	09A	DB	7	7	0.9426	-	26.4	[23.7 28.9]	2.6	9.8		B
		FC	7	6	0.9918	0.26-0.30	26.6	[24.7 28.3]	1.8	6.8		
		DSC	7	6	0.9946	0.26-0.30	23.3	[21.9 25.3]	1.7	7.3	6.0	B
KR16	03B	DB	8	7	0.9753	-	22.8	[18.0 29.2]	5.6	24.6		B
		FC	8	6	0.9932	0.24-0.33	20.8	[19.0 22.5]	1.8	8.4		
		DSC	8	6	0.9970	0.24-0.33	17.7	[16.8 18.5]	0.9	4.8	9.4	B
KR15	06AI/BII	DB	7	6	0.9775	-	56.5	[54.4 59.4]	2.5	4.4		B
		FC	7	6	0.9966	0.24-0.51	58.0	[55.1 60.7]	2.8	4.8		
		DSC	7	6	0.9893	0.24-0.51	45.9	[41.2 49.7]	4.3	9.3	9.7	B
KR14	04C	DB	7	6	0.9716	-	77.5	[72.5 83.0]	5.3	6.8		A
		FC	7	6	0.9985	0.38-0.46	80.9	[77.4 83.4]	3.0	3.7		
		DSC	7	6	0.9989	0.38-0.46	68.2	[66.4 69.7]	1.7	2.4	7.5	A
KR13	02AI/BII	DB	7	6	0.9378	-	73.8	[36.9 109.3]	36.2	49.1		-
		FC	7	6	0.9975	0.25-0.35	77.0	[74.4 80.0]	2.8	3.6		
		DSC	7	7	0.9924	0.25-0.35	61.9	[58.4 65.7]	3.7	5.9	7.6	B
KR12	10C	DB	8	7	0.9745	-	30.5	[26.3 36.0]	4.9	15.9		B
		FC	8	7	0.9954	0.28-0.31	31.9	[30.2 34.0]	1.9	6.0		
		DSC	8	7	0.9889	0.28-0.31	26.3	[24.4 28.9]	2.3	8.6	10.5	B
KR11	09AII/BII	DB	7	7	0.9366	-	29.8	[24.1 36.8]	6.4	21.3		B ^f
		FC	7	5	0.9687	0.13-0.40	26.8	[21.3 31.4]	5.1	18.8		
		DSC	7	6	0.9704	0.13-0.40	21.2	[17.7 24.4]	3.4	15.8	7.5	B ^f
KR10	11C	DB	7	6	0.9831	-	25.7	[23.6 27.6]	2.0	7.8		B ^f
		FC	7	3	0.9790	0.14-0.44	20.5	[15.7 23.8]	4.1	19.8		
		DSC	7	4	0.9389	0.14-0.44	14.8	[10.6 18.3]	3.9	26.0	11.5	B ^f
KR09	10D	DB	8	7	0.9266	-	25.6	[-171.1 216.4]	193.8	756.8		-
		FC	8	6	0.9985	0.34-0.47	25.9	[25.0 26.9]	0.9	3.7		
		DSC	8	6	0.9965	0.34-0.47	20.7	[20.0 21.5]	0.8	3.6	17.0	B*
KR06	10AI/BII	DB	7	7	0.9753	-	28.6	[26.1 31.0]	2.5	8.6		B ^f
		FC	7	3	0.9544	0.11-0.5	23.2	[11.7 30.9]	9.6	41.4		
		DSC	7	4	0.8758	0.11-0.5	19.6	[11.7 27.0]	7.7	39.0	13.1	-
KR04	03B/05A	DB	8	8	0.9660	-	38.7	[34.6 42.7]	4.1	10.5		B ^f
		FC	8	4	0.9944	0.11-0.21	49.1	[45.3 53.5]	4.1	8.4		
		DSC	8	4	0.9804	0.11-0.21	32.3	[28.5 36.7]	4.1	12.7	12.5	B ^f
KR03	09A	DB	7	7	0.9968	-	23.6	[22.6 24.6]	1.0	4.2		B ^f
		FC	6	4	0.9919	0.04-0.18	21.6	[18.5 23.8]	2.7	12.3		
		DSC	6	5	0.9890	0.04-0.18	17.0	[15.0 18.8]	1.9	11.2	6.3	B ^f
KR02	03A/BII	DB	8	7	0.9495	-	29.8	[24.6 34.4]	5.2	17.3		B
		FC	8	4	0.9493	0.28-0.32	27.6	[23.9 32.1]	4.1	14.9		
		DSC	8	4	0.9420	0.28-0.32	23.7	[20.3 27.8]	3.8	15.8	10.2	B

KR01	10C	DB	7	7	0.9878	-	5.3	[2.68 8.57]	2.9	55.6	-
		FC	6	3	0.5802	-0.05-0.02	2.1	[-1.04 4.46]	2.8	129.1	
		DSC	6	3	0.7462	-0.05-0.02	3.1	[2.1 4.5]	1.2	38.3	4.7

Table 1. Paleointensity determinations obtained with the MSP-DB (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Bönhel, 2006), MSP-FC and MSP-DSC methods (Fabian and Leonhardt, 2010). *Site*: Lava flow name. *Spec.*: Specimen name. *Prot.*: MSP protocol. *N*: Number of points / specimens with different B_{lab} applied in the experiment. *n*: Number of points / specimens with different B_{lab} used in the determination. Experimental statistics: R^2 , f , $CI_{95\ T/2}$, $CI_{95\ (T/2)\%}$ and ϵ_{alt} (see Table S1 of MSP criteria parameters). *B*: Paleointensity value. *Class*: Determination quality level.

5.3. Thellier-type experiments

In a previous paleointensity study performed by Sánchez-Moreno et al. (in review) in the Korkhi sequence, 53 samples from 23 flows were analyzed with the Thellier-Thellier (TT) method and 118 samples from 20 flows with the IZZI method. Thellier-Thellier experiments were performed at the paleomagnetic laboratory of the University of Burgos (Spain) using small 8mm diameter specimens, which were sub-sampled from standard samples. Heating-cooling cycles were carried out in a 40 μ T field in a TD48-SC (ASC) thermal demagnetizer under argon atmosphere and the mini-samples were let cooling down naturally during several hours. PTRM checks (Thellier and Thellier, 1959) were performed to assess the occurrence of magnetochemical alterations. Magnetization was measured with a 2G superconducting magnetometer. Measurements with the IZZI method were performed at the Scripps Institution of Oceanography, UCSD (USA), using the in-house built single chamber thermal demagnetizer and a superconducting magnetometer (2G Enterprise). Heating was performed in air and the applied field also was also set at 40 μ T. Specimens were prepared from small irregular fragments in 10 mm diameter vials, previously marked to keep the orientation. PTRM checks (Thellier and Thellier, 1959) were also performed during the experiment. A joint interpretation of results was performed with the GUI PmagPy package software (Tauxe et al., 2016). Strict limit values proposed in the CCRIT set (Tauxe et al., 2016) were chosen for selection criteria thresholds for successful reliable paleointensity determinations. Application of this very strict criteria set yielded paleointensity results in 3 of 27 studied lava flows, all belonging to the Lower-Korkhi section, which show low VADM values between 2.7 and 5.0×10^{22} Am². All these paleointensity values lie well below the present-day dipole moment in Georgia (8.4×10^{22} Am²).

5.4. New interpretation of Thellier-type data

The present study aims to provide an additional reliability check based on the consistency of paleointensities obtained from different techniques. Biggin and Paterson (2014) suggest that a site average should include results obtained with more than one technique. A positive consistency check between Thellier-type and multispecimen paleointensities ensures a high reliability of the obtained results, as a match obtained from two failed experiments performed with different methods would be highly unlikely. A first condition to perform a comparison between Thellier-type and MSP results is that both have been obtained from successful determinations. Nevertheless, it should not be necessary that threshold values of selection criteria are so strict as those used in the previously mentioned Thellier experiments performed in the Korkhi sequence (Sánchez-Moreno et al., in review), because the final results do not require standing by themselves,

as the multi-method consistency is also considered. In addition, as noted by Paterson et al. (2014), some criteria sets are too strict, as they allow the rejection of fundamentally reliable determinations subject to experimental noise. For this reason, the experimental results obtained by Sánchez-Moreno et al. (in review) with the Thellier-Thellier and IZZI methods have been subjected to a new interpretation. The commonly used ThellierTool criteria (Leonhardt et al., 2004) together with the curvature of the selected best-fit segment in the Arai-plot (Paterson, 2011) have been used for this new analysis. Threshold values are those proposed by Paterson et al. (2014), and two different quality levels, class A and class B, of different strictness have been implemented (Table S2).

Interpretation of the experimental data has been performed with the Thellier GUI PmagPy package software (Tauxe et al., 2016). After application of this criteria set, 17 of 53 determinations with the TT method were considered to yield reliable absolute paleointensity results in 11 flows (Table 2). Three of them belong to class A and 11 to class B (Table S2). Furthermore, two determinations more have been tagged as class B^k because they display a curvature parameter k' slightly above the set threshold. Nevertheless, they have been considered successful paleointensity determinations because all remaining parameters lie inside the limit values and paleointensities obtained agree with those from adjacent flows. Lastly, one more determination has been tagged as class B*. It fulfills all criteria except α (Table S2), which is too high, while its paleointensity is similar to other ones from the same flow. The reason for this high α value is that during the handling in the laboratory, in some cases difficulties arose in keeping the exact orientation of some specimens. Application of the above mentioned criteria set also yielded 50 successful determinations out of 118 performed with the IZZI method, providing reliable absolute paleointensity results in 13 flows (Table 3). 23 determinations belong to class A and 27 to class B (Table S2). Furthermore, one determination more was tagged as class A^k and other one as class B^k, because they display a curvature parameter k' value slightly above the set threshold. They have been taken in account because all remaining parameters show a good quality and paleointensities obtained match those of adjacent flows.

T ^a min-max (°C)	N	n	β	f	q	k'	MAD anc	α	$\delta(\text{ck})$	n pTRM checks	CLASS	B _{anc} (μT)	σ_B (μT)	sd (%)
474 - 582	12	5	0.05	0.73	8.3	0.199	6.0	3.2	4.4	5	B	9.6	0.5	5.3
351 - 531	10	6	0.04	0.37	6.9	0.012	3.5	9.7	3.4	3	B	28.9	1.2	4.0
351 - 582	11	8	0.03	0.74	23.2	0.150	5.4	4.0	3.6	2	A	33.2	0.9	2.6
		2										31.0	3.0	9.7
351 - 562	11	8	0.04	0.41	9.0	0.049	3.3	4.1	4.8	4	B	32.6	1.2	3.6
351 - 562	12	8	0.03	0.40	9.0	0.113	3.4	12.7	7.7	5	B	30.1	1.0	3.4
351 - 531	12	7	0.05	0.37	5.5	0.076	2.1	7.6	6.9	4	B	26.3	1.3	5.1
		3										29.7	3.2	10.7
474 - 582	11	5	0.04	0.46	7.0	0.222	7.6	3.0	4.6	5	B	18.0	0.8	4.4
474 - 582	12	5	0.12	0.56	2.6	0.163	11.3	11.4	2.8	5	A	20.1	2.5	12.2
		2										19.1	1.5	7.8
474 - 582	12	5	0.05	0.49	6.1	0.278	5.8	14.4	5.9	4	B ^k	24.2	1.3	5.3
414 - 582	11	7	0.05	0.61	7.7	0.081	6.0	4.2	2.7	5	A	28.2	1.4	5.0
474 - 582	11	5	0.05	0.74	6.8	0.233	7.3	5.0	3.2	4	B	34.0	1.5	4.5
		2										31.1	4.1	13.2

414 - 562	12	6	0.04	0.60	9.4	0.167	7.4	14.8	3.7	5	B	18.6	0.8	4.2
440 - 582	12	6	0.09	0.54	4.4	0.257	6.3	9.5	4.4	5	B	18.1	1.6	8.7
440 - 582	12	6	0.11	0.71	4.8	0.287	6.6	9.0	5.2	4	B ^k	22.8	2.5	10.8
502 - 582	12	4	0.05	0.48	5.5	0.159	14.7	21.4	5.9	5	B*	19.7	1.0	5.3
474 - 582	11	4	0.05	0.70	7.7	0.204	10.3	14.6	4.9	4	B	19.3	0.9	4.9
		2										19.5	0.3	1.4
0 - 582	11	11	0.04	0.63	13.8	0.141	6.9	6.1	3.9	4	A	22.5	0.9	3.8

Table 2. Successful paleointensity determinations obtained with the Thellier-Thellier (1959) method. Individual and average intensities per flow are showed. *Site*: Lava flow name. *Spec.*: Specimen sub-name. *T_{min}*, *T_{max}*: Minimum and maximum temperature used for the determination. *N*: Number of experiment steps. *n*: Number of experiment steps used in the determination. Experimental statistics: β , f , q , $|k'|$, MAD_{anc} , α , $\delta(ck)$, n pTRM checks (see the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014)). *Class*: Determination quality level. B_{anc} : Paleointensity value. σ_B : paleointensity error ($B_{anc} \times \beta$) when $N=1$ and standard deviation when $N>1$ (s from Paterson et al. (2014)). *sd* %: Standard deviation as percentage of a single value ($\sigma_B/B_{anc} \times 100$) or of a mean value (δB (%) from SPD v1.1).

Site	Spec.	T ^a min-max (°C)	N	n	β	f	q	$ k' $	MAD anc	α	$\delta(ck)$	n pTRM checks	CLASS	B_{anc} (μT)	σ_B (μT)	sd (%)
kr24	09b5	200 - 520	11	6	0.09	0.67	5.7	0.177	2.5	4.9	8.8	2	B	68.0	6.1	9.0
kr24	09b6	0 - 520	11	7	0.09	0.69	6.1	0.000	2.0	2.1	8.2	2	B	76.7	6.9	9.0
kr24	09b7	200 - 520	11	6	0.05	0.50	6.9	0.199	2.6	7.7	6.1	2	B	80.2	4.0	5.0
	mean			3										75.0	6.3	8.4
kr17	06b4	400 - 600	11	8	0.04	0.81	15.7	0.164	2.4	2.6	5.5	4	A	20.7	0.9	4.3
kr17	06b5	400 - 600	11	8	0.06	0.82	12.6	0.280	2.2	2.6	6.2	4	B ^k	21.8	1.2	5.5
kr17	10b3	400 - 600	15	10	0.05	0.86	16.6	0.241	1.1	1.1	3.9	6	B	31.3	1.4	4.5
	mean			3										24.6	5.8	23.5
kr16	01b3	525 - 600	14	6	0.03	0.61	13.9	0.155	5.5	4.7	4.7	5	A	15.0	0.5	3.4
kr16	02a3	525 - 600	15	6	0.04	0.63	13.0	0.179	6.7	5.9	5.7	6	B	14.3	0.5	3.7
kr16	03a3	525 - 600	15	6	0.03	0.63	15.0	0.165	5.7	6.0	2.4	6	A	15.1	0.5	3.1
	mean			3										14.8	0.4	2.9
kr15	01a3	400 - 600	14	10	0.03	0.81	22.3	0.173	3.9	5.0	2.8	5	B	21.8	0.7	3.2
kr15	01c3	450 - 600	10	6	0.03	0.70	17.0	0.204	3.9	4.1	7.0	4	B	22.5	0.7	3.2
kr15	01c4	450 - 600	11	7	0.06	0.72	10.5	0.234	2.7	2.0	7.2	4	B	20.8	1.2	5.6
	mean			3										21.7	0.8	3.9
kr14	01b3	450 - 600	14	9	0.04	0.79	19.1	0.220	2.9	1.7	3.1	5	B	33.7	1.2	3.5
kr14	01b4	450 - 600	10	6	0.05	0.78	13.3	0.275	1.8	1.5	5.0	4	A ^k	32.1	1.5	4.6
kr14	03a3	450 - 600	14	9	0.04	0.82	17.9	0.263	2.6	2.2	1.8	5	B	33.8	1.3	3.9
kr14	03a4	500 - 600	10	5	0.06	0.76	10.0	0.221	1.3	1.3	6.7	4	B	32.2	1.8	5.7
	mean			4										33.0	0.9	2.7
kr13	03b3	350 - 600	15	11	0.03	0.92	23.3	0.225	1.3	0.8	2.4	6	B	31.9	1.1	3.4
kr13	03b4	500 - 600	11	6	0.07	0.81	8.6	0.272	2.6	1.6	4.0	4	A ^k	26.0	1.8	6.9
kr13	05b3	400 - 600	15	10	0.03	0.88	27.1	0.117	1.5	1.3	3.6	6	A	31.5	0.9	2.7
kr13	05b4	400 - 600	11	8	0.04	0.88	19.2	0.182	2.3	1.4	6.0	4	B	29.9	1.1	3.7
kr13	05b5	400 - 600	10	7	0.04	0.90	20.2	0.211	2.1	0.8	3.5	4	B	30.3	1.1	3.5
	mean			5										29.9	2.4	7.9
kr12	03a3	475 - 600	15	8	0.05	0.65	12.1	0.188	4.9	7.2	3.5	6	B	13.2	0.6	4.5
kr12	03a5	500 - 600	11	6	0.05	0.57	9.4	0.223	5.3	6.5	3.8	4	B	11.8	0.6	4.8
	mean			2										12.5	1.0	7.9
kr11	01a3	475 - 600	15	8	0.04	0.73	16.6	0.085	6.0	7.6	1.0	6	A	11.4	0.4	3.6
kr11	02a3	475 - 600	14	8	0.05	0.76	12.9	0.170	3.7	4.6	1.5	5	B	15.2	0.7	4.8
kr11	04a3	475 - 600	14	8	0.06	0.71	10.0	0.149	3.7	4.8	1.3	6	A	12.8	0.7	5.8

kr11	05b3	475 - 600	15	8	0.05	0.65	11.3	0.000	6.0	8.0	1.9	6	A	12.1	0.6	4.8
kr11	07a3	475 - 600	15	8	0.04	0.62	13.1	0.082	3.6	4.3	2.2	6	A	14.3	0.6	4.0
kr11	07a4	500 - 600	11	6	0.05	0.54	8.5	0.000	3.7	3.4	3.8	4	A	13.2	0.6	4.8
kr11	08b3	475 - 600	15	8	0.03	0.65	17.6	0.134	2.7	3.5	3.2	6	A	17.2	0.6	3.2
	mean			7										13.7	2.0	14.4
kr07	01a3	525 - 600	15	6	0.04	0.82	14.8	0.207	6.0	4.2	3.8	6	B	22.1	1.0	4.3
kr07	01a4	520 - 600	11	5	0.04	0.87	15.1	0.213	4.1	1.7	5.1	4	B	23.5	0.9	3.9
kr07	01a6	520 - 600	11	5	0.04	0.83	13.5	0.219	5.5	3.1	2.5	4	B	19.9	0.8	4.0
	mean			3										21.8	1.8	8.4
kr04	01b3	500 - 600	15	7	0.04	0.89	18.5	0.000	2.2	1.5	3.5	6	A	27.9	1.1	3.8
	mean			1										27.1	1.1	3.8
kr03	05b3	475 - 600	15	8	0.03	0.77	23.0	0.139	3.8	3.0	4.5	6	A	20.6	0.6	2.8
kr03	06b3	525 - 600	14	6	0.05	0.73	11.0	0.186	4.3	4.8	1.4	5	B	20.2	1.1	5.2
kr03	06b4	540 - 600	11	4	0.08	0.67	5.6	0.126	3.1	2.1	4.7	4	A	15.9	1.2	7.8
kr03	07a3	525 - 580	15	5	0.06	0.58	7.6	0.200	4.2	6.2	2.1	6	B	20.3	1.2	5.7
kr03	08b3	525 - 580	15	5	0.07	0.65	4.5	0.234	4.1	5.3	2.1	6	B	21.6	1.6	7.4
	mean			5										19.7	2.2	11.1
kr02	06b3	525 - 600	14	6	0.05	0.71	12.3	0.000	1.8	1.3	1.9	5	A	26.5	1.2	4.5
kr02	06b4	520 - 600	11	5	0.03	0.70	19.6	0.000	3.4	2.2	3.1	4	A	23.2	0.6	2.6
kr02	07a3	525 - 600	14	6	0.05	0.73	12.7	0.143	1.0	1.0	1.0	5	A	27.6	1.2	4.5
kr02	07a4	520 - 600	11	5	0.02	0.72	34.2	0.012	3.5	2.4	2.8	4	A	21.4	0.3	1.5
kr02	07a5	520 - 600	11	5	0.02	0.71	35.7	0.000	2.9	1.7	5.1	4	B	20.7	0.3	1.5
	mean			5										23.9	3.1	12.8
kr01	01b3	475 - 600	14	8	0.04	0.75	15.8	0.115	4.2	4.4	2.4	5	A	13.0	0.5	4.0
kr01	04a3	400 - 600	14	10	0.02	0.82	29.4	0.105	2.8	2.4	1.8	5	A	16.8	0.4	2.4
kr01	06a3	400 - 600	15	10	0.02	0.81	35.6	0.100	3.7	3.0	2.3	6	A	16.7	0.3	2.0
kr01	06a4	450 - 600	11	7	0.06	0.76	11.0	0.146	4.1	4.1	3.4	4	A	14.4	0.8	5.6
kr01	07a3	400 - 600	14	10	0.02	0.80	36.3	0.079	3.6	2.6	2.2	5	A	17.2	0.3	1.9
kr01	08a3	400 - 600	14	10	0.03	0.82	25.1	0.137	3.5	3.6	3.8	5	A	14.8	0.4	2.9
	mean			6										15.5	1.7	10.8

Table 3. Successful paleointensity determinations obtained with the IZZI method (Yu et al., 2004). Individual and average intensities per flow are showed. *Site*: Lava flow name. *Spec*: Specimen sub-name. *Tmin*, *Tmax*: Minimum and maximum temperature used for the determination. *N*: Number of experiment steps. *n*: Number of experiment steps used in the determination. Experimental statistics: θ , f , q , $|k'|$, MAD_{anc} , α , $\delta(dk)$, n *pTRM checks* (see the Standard Paleointensity Definitions v1.1 (Paterson et al., 2014)). *Class*: Determination quality level. B_{anc} : Paleointensity value. σ_B : paleointensity error ($B_{anc} \times \beta$) when $N=1$ and standard deviation when $N>1$ (s from Paterson et al. (2014)). *sd %*: Standard deviation as percentage of a single value ($\sigma_B/B_{anc} \times 100$) or of a mean value (δB (%) from SPD v1.1).

Site	TT				IZZI				MSP-DB			MSP-FC			MSP-DSC						
	n	B (μT)	sd (μT)	sd %	n	B (μT)	sd (μT)	sd %	n	B (μT)	CI ₉₅ (μT)	CI ₉₅ (T/2)% (%)	n	B (μT)	CI ₉₅ (μT)	CI ₉₅ (T/2)% (%)	n	B (μT)	CI ₉₅ (μT)	CI ₉₅ (T/2)% (%)	
KR27																					
KR26									6	90.8	[13.0 168.3]	85.5	6	122.9	[91.2 149.0]	23.5	5	86.2	[65.1 107.1]	24.4	
KR25																					
KR24					3	75.0	6.3	8.4													
KR23																					
KR22																					
KR21																					
KR20																					
KR19	1	9.6	0.5	5.3																	
KR18																					
KR17	2	31.0	3.0	9.7	3	24.6	5.8	23.5	7	26.4	[23.7 28.9]	9.8	6	26.6	[24.7 28.3]	6.8	6	23.3	[21.9 25.3]	7.3	
KR16	3	29.7	3.2	10.7	3	14.8	0.4	2.9	7	22.8	[18.0 29.2]	24.6	6	20.8	[19.0 22.5]	8.4	6	17.7	[16.8 18.5]	4.8	
KR15	2	19.1	1.5	7.8	3	21.7	0.8	3.9	6	56.5	[54.4 59.4]	4.4	6	58.0	[55.1 60.7]	4.8	6	45.9	[41.2 49.7]	9.3	
KR14	1	24.2	1.3	5.3	4	33.0	0.9	2.7	6	77.5	[72.5 83.0]	6.8	6	80.9	[77.4 83.4]	3.7	6	68.2	[66.4 69.7]	2.4	
KR13	2	31.1	4.1	13.2	5	29.9	2.4	7.9	6	73.8	[36.9 109.3]	49.1	6	77.0	[74.4 80.0]	3.6	7	61.9	[58.4 65.7]	5.9	
KR12	1	18.6	0.8	4.2	2	12.5	1.0	7.9	7	30.5	[26.3 36.0]	15.9	7	31.9	[30.2 34.0]	6.0	7	26.3	[24.4 28.9]	8.6	
KR11	1	18.1	1.6	8.7	7	13.7	2.0	14.1	7	29.8	[24.1 36.8]	21.3	5	26.8	[21.3 31.4]	18.8	6	21.2	[17.7 24.4]	15.8	
KR10									6	25.7	[23.6 27.6]	7.8	3	20.5	[15.7 23.8]	19.8	4	14.8	[10.6 18.3]	26.0	
KR09									7	25.6	[-171.1 216.4]	756.8	6	25.9	[25.0 26.9]	3.7	6	20.7	[20.0 21.5]	3.6	
KR08																					
KR07					3	21.8	1.8	8.4													
KR06									7	28.6	[26.1 31.0]	8.6	3	23.2	[11.7 30.9]	41.4	4	19.6	[11.7 27.0]	39.0	
KR05	1	22.8	2.5	10.8																	
KR04					1	27.1	1.1	3.8	8	38.7	[34.6 42.7]	10.5	4	49.1	[45.3 53.5]	8.4	4	32.3	[28.5 36.7]	12.7	
KR03	2	19.5	0.3	1.4	5	19.7	2.2	11.1	7	23.6	[22.6 24.6]	4.2	4	21.6	[18.5 23.8]	12.3	5	17	[15.0 18.8]	11.2	
KR02					5	23.9	3.1	12.8	7	29.8	[24.6 34.4]	17.3	4	27.6	[23.9 32.1]	14.9	4	23.7	[20.3 27.8]	15.8	
KR01	1	22.5	0.9	3.8	6	15.5	1.7	10.8	7	5.3	[2.68 8.57]	55.6	3	2.13	[-1.04 4.46]	129.1	3	3.13	[2.1 4.5]	38.3	

Table 4. Paleointensity averaged for each lava flow and for each absolute paleointensity determination method. All the paleointensities obtained by the multispecimen method are shown, even if quality criteria are not fulfilled.

6. Discussion

6.1. Comparison Thellier-type and MSP methods and results

The main goal of the multi-method approach is to reinforce the reliability of the paleointensities, since occasionally, beside of high technical quality individual determinations may have no geomagnetic significance (e.g., Calvo et al., 2002). In order to obtain a final flow-average paleointensity for each analyzed lava flow it is necessary to compare the results of the different types of absolute paleointensity determination techniques. Thellier-type methods have a solid physical base and have been used for a long time with results verified by the scientific community, whereas the MSP method is a relatively new technique still under evaluation. Therefore, the paleointensity results obtained using Thellier-type methods are going to be considered as a primary reference to appraise the reliability of those obtained through the MSP method. In addition, only data from the DSC variant of the MSP method will be compared with Thellier values because they are considered more reliable because of the two additional corrections applied. When a difference of more than 8 μT between whatever method is found, the results are considered as non-consistent, and they are not included in the mean paleointensity calculation. The reason for choosing this value is that the use of a relative difference, might be too restrictive for weak paleointensities (as observed in Lower-Korkhi) or too lax in the case of high paleostrengths. Consequently, a standard intermediate value has been chosen, the 15% of the present-day field in Georgia (50 μT), which is approximately 8 μT . The problem of applying the same percentage to both low and high PIs is discussed in Tauxe (2006) and Tauxe and Staudigel (2004) (in relation to the standard deviation).

MSP-DSC results have been grouped into different classes, both by internal quality and the agreement with the intensity values obtained through Thellier-type methods for the same flow. For this purpose, mean paleointensity values were calculated separately for the TT and IZZI methods.

Class 1: MSP-DSC determinations meet quality criteria and agree with Thellier-types ones: This is observed in flows KR02, KR16 and KR17.

Class 2: MSP-DSC determinations meet quality criteria but disagree with Thellier-types determinations. In the case of flow KR15 a higher value MSP_DSC value, near to the current one in Georgia is observed. In KR13 and KR14, MSP intensities do not match those of TT and IZZI experiments and yield rather strong paleointensities ($> 60 \mu\text{T}$). In KR12, the MSP-DSC paleointensity is higher than the Thellier-type ones, but it is similar to the paleointensities obtained in the two overlaying flows. Thellier-type paleointensities, on the other hand, are similar to the paleointensities of the underlying flows. All these apparently reliable MSP-DDSC determinations have been excluded from the final averages.

Class 3: MSP-DSC determinations do not meet quality criteria and agree with Thellier-types ones. Some determinations show a low f value (KR03, KR04 and KR11), while the remaining criteria lie within the threshold values, a fact that seems to indicate that a minimum f value lower than 0.2 may be valid in MSP-DSC determinations. In flows KR06 and KR10, in addition to a low f -minimum, $CI_{95(T/2)\%}$ is exceeded, although only slightly

in KR10. On the other hand, flow KR09 displays a ε_{alt} moderately higher than the proposed one. These results cannot be considered reliable determinations, but even so, flow-averages together with Thellier-type results have been calculated to compare these averages with those obtained only from Thellier-type experiments in the same flows. A good agreement is observed (Table 5).

Class 4: MSP-DSC determinations do not meet quality criteria and disagree with Thellier-types ones. In flows KR26 and KR01, several parameters do not comply with the proposed thresholds and they show the highest and the lowest paleointensity respectively.

On other hand, the comparison of MSP-DSC and Thellier-type methods can likewise provide some information about the independence of the domain-state of MSP-DSC determinations. This comparison was performed with several Thellier-type paleointensity determinations rejected because of concave-up Arai plots and MSP-DSC determinations performed on specimens of the same or near-lying core. In flows KR02, KR12 and KR13, which yield successful MSP-DSC determinations (i. e. quality criteria are met) and in flows KR03, KR04 and KR09, in which reliability criteria are not met, concave-up-shape Arai plots in specimens from the same core are observed. In the case of KR02, KR03, KR04 and KR09, an agreement between the MSP-DSC and Thellier-type paleointensities was observed. In these cases, it is possible to prove an MSP-DSC operation independent of the domain-state.

6.2. Final flow-average paleointensities

Absolute paleointensity determinations have been carried out on 23 lava flows of the Korkhi sequence, The Thellier-Thellier protocol was performed on 23 flows, and successful paleointensity determinations could be obtained in 11. The IZZI protocol was applied in 20 flows yielding successful determinations in 13 flows. The MSP protocol was applied to 15 lava flows, and successful paleointensity determinations were obtained in seven of them.

To obtain a final mean paleointensity value for each lava flow, the first step was to average separately both the TT and IZZI results which met the criteria for each lava flow. On the other hand, a single determination per flow has been performed for the MSP-DSC method, which is therefore deemed as representative for each lava flow for this method (Table 4). The second step was to select valid paleointensities for the final average. It should be borne in mind that when a difference of more than 8 μT between whatever method is found, the results are considered as non-consistent. As results obtained from three different methods are involved, the following protocol has been applied:

- 1) If a coincidence of results of MSP and one Thellier-type method is observed, but not with the other one, the average will be calculated with the MSP and the agreeing Thellier-type results, as the coincidence of MSP and Thellier type results is considered a strong reliability criterium.
- 2) If the MSP result does not agree with Thellier-type results, Thellier type results will be favored, as these methods are considered to rely on a sound physical basis, while the MSP method is still subject of evaluation. If results of both Thellier type methods agree,

a mean paleointensity will be calculated with both results. If they do not, the better-quality result will be taken.

Mean paleointensities will be calculated weighting results of each method according to the number of determinations performed, which in the case of the MSP method is one (Table 5). Standard deviation of the final flow-average paleointensities must be within $\pm 25\%$. The following different quality levels have been established for the final flow-averaged paleointensities:

Quality 1: The average flow paleointensity was calculated with at least one Thellier-type determination and one MSP-DSC determination of good quality which matches Thellier-type results. Only flows KR02, KR16 and KR17 present this kind of most reliable paleointensities (Table 5).

Quality 2: At least three Thellier-type determinations, which must belong to both methods, TT and IZZI, comprise the average. Likewise, the lava flows with at least one good quality Thellier-type determination (TT or IZZI independently) and a not successful MSP-DSC determination matching the Thellier method results, are considered quality 2 (flow KR04 is the only case). In this latter case, the MSP-DSC result has not been considered for the average paleointensity. Several lava flows have been included into this class (Tab. 5)

Quality 3: Three or more determinations of a single Thellier-type method comprise the average

Quality 4: Mean paleointensity values agree with those of adjacent flows but are based on less than three determinations of a single Thellier-type method or non-successful MSP determinations. These mean flow paleointensities are considered as unsuccessful and will be rejected, but their agreement with results of adjacent flows can be qualitatively used in the interpretation of the sequence. They are shown in brackets in Table 5.

Result of flow KR19 from the Upper-Korkhi section cannot be included in any of these classes.

Site	Q	MSP			Weighted average						
		TT	IZZI	DSC	B (μT)	sd (μT)		sd (%)	VADM (10^{22} Am^2)	σVADM (10^{22} Am^2)	
KR26	4	x	x	1	86.2	21.0	sd*	24.4	14.7	3.6	
KR24	3	x	3	-	75.0	6.3	sd*	8.4	12.8	1.1	
KR19		+	x	-	9.6	0.5	sd*	5.3	1.6	0.1	
KR17	1	2	3	1	26.5	3.5		13.2	4.5	0.6	
KR16	1	x +	3	1	15.5	1.5		9.3	2.6	0.3	
KR15	2	1	3	+	21.1	1.3		6.2	3.6	0.2	
KR14	3	x	4	+	33.0	0.9	sd*	2.7	5.6	0.2	
KR13	2	1	5	+	30.1	0.5		1.6	5.1	0.1	
KR12	2	1	2	+	14.5 26.3	3.5 2.3		24.2 8.6	2.5 4.5	0.6 0.4	
KR11	2	1	7	x	14.3 (15.0)	1.6 (2.7)		10.9 (18.2)	2.4 (2.5)	0.3 (0.5)	
KR10	4	x	x	x	(14.8)	(3.9)	Cl _{7/2}	(26.0)	(2.5)	(0.7)	
KR09	4	x	x	x	(20.7)	(0.8)	Cl _{7/2}	(3.6)	(3.5)	(0.1)	
KR07	3	x	3	-	21.8	1.8	sd*	8.3	3.7	0.3	
KR06	4	x	x	x	(19.6)	(7.7)	Cl _{7/2}	(39.0)	(3.3)	(1.3)	
KR05	4	1	x	-	(22.8)	(2.5)	σPI	(10.8)	(3.9)	(0.4)	
KR04	2	x	1	x	27.1 (29.7)	1.1 (3.7)	σPI	4.1 (12.4)	4.6 (5.0)	0.2 (0.6)	
KR03	2	2	5	x	19.6 (19.3)	0.1 (0.9)		0.5 (4.9)	3.3 (3.3)	0.0 (0.2)	
KR02	1	x	5	1	23.9	0.1		0.3	4.1	0.0	
KR01	2	1	6	x +	16.5	2.6		16.0	2.8	0.4	

+ rejected by paleointensity value

x rejected by quality criteria

- not measured

σPI \pm single paleointensity determination error calculated from the Arai plot linear regression

sd* standard deviation of the paleointensities obtained from a single lava flow

Cl_{7/2} total paleointensity within the 95% confidence interval from MSP determinations and divided for 2

() averaged paleointensity calculated with MSP-DSC of bad quality match with Thellier results

| | only MSP-DSC paleointensitie of good quality mismatch Thellier results

Table 5. Final weighted average paleointensities per lava flow in the Korkhi sequence. The number of measurements performed with each method is shown. Those methods rejected by paleointensity value, or quality criteria or those not measured are indicated. Q: quality paleointensity average level. TT: Thellier-Thellier (1959); IZZI: In-field/Zero-field protocol (Yu et al., 2004); MSP-DSC: Multispecimen domain-state correction (Fabian and Leonhardt, 2010); sd: standard deviation (see Table for especial cases). VADM: Virtual axial dipole moment. σVADM : Virtual axial dipole moment error calculated from sd (μT).

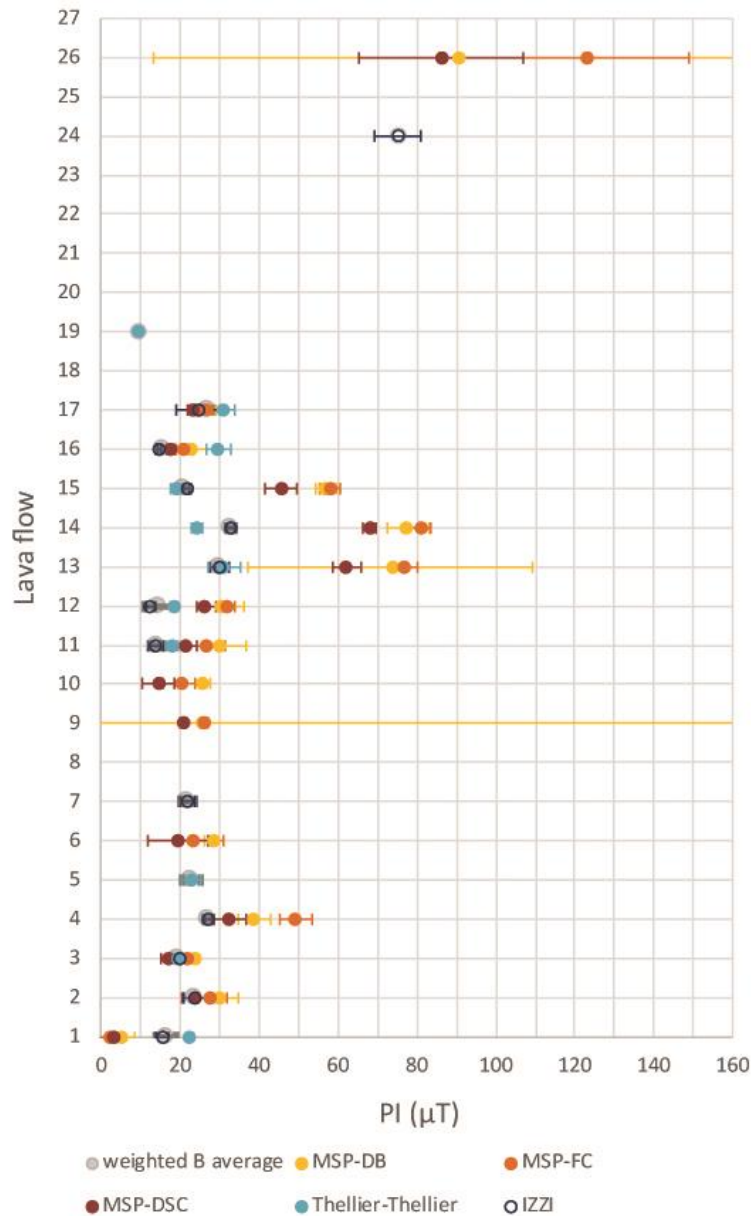


Figure 4. Final weighted average paleointensities per lava flow in the Korkhi sequence. TT: Thellier-Thellier (1959); IZZI: In-field Zero-field protocol (Yu et al., 2004); MSP-DB: Multispecimen parallel differential pTRM method (Biggin and Poidras, 2006; Dekkers and Böhnell, 2006); MSP-FC: Multispecimen with fraction correction (Fabian and Leonhardt, 2010); MSP-DSC: Multispecimen with domain-state correction (Fabian and Leonhardt, 2010); sd: standard deviation.

6.3. Directional data and paleointensities

The paleomagnetic directions of the Lower-Korkhi and Upper-Korkhi subsequences have been analyzed in a previous study. Sánchez-Moreno et al. (2018) conclude that Lower-Korkhi is a record of a normal polarity interval inside the Gauss chron. The record lies in the C2An-2n subchron, or less likely C2An-1, as its age is included in the 3.11 ± 0.20 Ma – 3.08 ± 0.09 Ma range. It reflects a stable stage of the EMF, as it is composed by 17 lava flows of normal polarity with very similar directions. The observed VGP scatter is under the predicted PSV, which is interpreted as an indication of a short eruption interval where the PSV has not been averaged in the record. Nevertheless, Sánchez-Moreno et al. (2018) suggest that the results may indicate a pre-

or post-record to a polarity transition as their VGPs mean does not match the expected pole for the same age and tectonic rotations have been ruled out. The paleointensities from Lower-Korkhi lie between 14.3 and 33 μT , with a mean of 22 μT (Table 5). If compared with the present-day EMF intensity in Korkhi (49.4 μT), deemed under a stable magnetic field regime, these intensities can be considered low enough to be a record of an anomalous moment, like near a polarity reversal. Given these low paleointensity values and the paleomagnetic directions moderately disagreeing from the expected value, it is possible to relate this record to a moment where the direction of the field is not yet affected by the polarity transition but a previous decrease in the paleointensity as described in the literature (e. g. Meynadier et al., 1994; Valet et al., 2012)(Fig. 4) already has started to take place.

After six decades of studies on polarity reversal records, over volcanic and sedimentary rocks, an asymmetric behavior of paleointensity has been established for most recorded transitions (for recent reviews, see Laj and Channell, 2007; Valet and Fournier, 2016). It is based on a long-term and progressive intensity decay prior to the directional transition and a rapid recovery after completion of the polarity change and has been called a sawtooth-shaped pattern (Meynadier et al., 1994; Valet et al., 1994; Valet and Meynadier, 1993). Valet and Fournier (2016) estimate that the pre- and post-transitional phases last less than 2.5 ky, while the directional polarity transition does not exceed 1 ky. On the other hand, Valet et al. (2005) have observed that the axial dipole likely begins to decay 60–80 ky before reversals, before of the substantial intensity drop. Some authors describe the field intensity drop like a precursor with high oscillations within it, both in volcanic and sedimentary reversal records (e. g. Channell et al., 2004; Goguitchaichvili et al., 2009; Hartl and Tauxe, 1996; Linder and Leonhardt, 2009; Mochizuki et al., 2011; Petronille, 2005). In addition, there are also numerous records where, after a period of minimum intensity together with intermediate directions, a peak of intensity can be observed just before the complete change of direction (e. g. Moulin et al., 2012; Niitsuma, 1971; Prévot et al., 2003; Watkins, 1969).

Analysis of the EMF intensity during stable field periods has arrived to differing conclusions. Several paleointensity studies using high quality results based on strict selection criteria show that average values of the virtual axial dipolar moment (VADM) are approximately half as strong than the present dipole moment ($\sim 8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), while the field geometry is in accordance with a geocentric axial dipole (GAD). VADM averages of $5.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ and $3.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ are obtained for the last 5 Ma by Juárez and Tauxe (2000) and Yamamoto and Tsunakawa (2005). Averages of $4.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ and $4.1 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ are also obtained for the last 5 Ma by Cromwell et al. (2015) and Lawrence et al. (2009). Wang et al. (2015) suggest that the overall paleomagnetic field over the last few million years has been dominantly dipolar, with a VADM of $4.9 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. On the other hand, several studies based on less restrictive selection criteria yield VADM values closer to the present dipole moment (Heller et al., 2002; McFadden and McElhinny, 1982; Smirnov and Tarduno, 2003). Valet et al. (2005) averaged the VADMs of the 2004 updated volcanic database and calculated the time-averaged VADM for the past 0.8 Myr, yielding $7.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Using this value for calibration of stacks of globally distributed relative paleointensity records, they obtained a dipole oscillating around $7.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ during the Brunhes chron and around a significantly lower value of $5.3 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ during the previous 400 kyr. Considering earlier and longer periods of time, Tanaka et al. (1995) estimated the average dipole moment to be approximately $8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ during the

last 20 Ma. Lower VADM averages of $4.2-4.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ have been obtained for the much longer 0-160 Ma interval (Juárez et al., 1998; Tauxe, 2006; Tauxe et al., 2013), similar to the $4.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ value obtained by Selkin and Tauxe (2000) for the last 300 Ma. It should be nevertheless borne in mind that as significantly lower values are found during the Mesozoic dipole low (Biggin and Thomas, 2003; Perrin and Shcherbakov, 1997; Prévot et al., 1990), average calculations including low Mesozoic values may be reduced.

Thus, the relatively low paleointensity values obtained in the present study cannot be unambiguously interpreted. They could represent a paleointensity drops before a complete directional reversal or a not completely recovered intensity at the end of the polarity transition. Low VADM values, much weaker than the present dipole moment ($\sim 80 \times 10^{22} \text{ Am}^2$) and a mean paleomagnetic direction showing a moderate disagreement with the expected one (Sánchez-Moreno et al., 2018) point in this direction.

Nevertheless, the mean paleomagnetic direction of Lower-Korkhi shows only a moderate departure from the expected one. And most VADMs obtained are similar to results from previous studies mentioned above, with relatively low values during stable EMF periods. The mean value obtained for 12 flows from the Lower-Korkhi section yielding successful determinations is $35 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. This is a somewhat weaker value than in most previously mentioned studies. Nevertheless, with the results obtained in the present study, the interpretation of Lower-Korkhi as a stable field record cannot be completely ruled out. If the interpretation of the Lower-Korkhi section recording a paleointensity drop before a complete directional reversal or a not completely recovered intensity at the end of the polarity transition is accepted, available radiometric dates (Sánchez-Moreno et al., 2018) and the observed normal polarity would most probably place Lower-Korkhi immediately prior to the lower Kaena polarity transition.

In the case of Upper-Korkhi, only a single reliable flow-averaged paleointensity could be obtained, yielding a rather strong value of $75 \mu\text{T}$. Two more lava flows yielded results (Tables 4, 5 and Fig.4), but had to be excluded. In KR19, at the beginning of the subsequence, an individual successful Thellier-Thellier paleointensity of $9.6 \mu\text{T}$, with good quality parameters ($f = 0.73$, $n = 5$ and $|k'| = 0.199$) was obtained but being a single determination with only one method it has been rejected. In KR26 a paleointensity of $86.2 \mu\text{T}$ was obtained with the MSP-DSC method, which shows an alteration error slightly exceeding the threshold value ($\epsilon_{\text{alt}} = 16.4\%$). This paleointensity result agrees with flow KR24. Therefore, the obtained paleointensities are characterized by extreme values and should be taken into account. As mentioned above, these values are in accordance with studies of transitional records with low intensities values, in which a high intensity oscillation peaks just before the complete polarity change. This behavior has been observed together with intermediate directions (e. g. Moulin et al., 2012; Niitsuma, 1971; Prévot et al., 2003; Watkins, 1969). KR24 and KR26 results might be record an intensity peak just before of the complete reversal. Taking into account paleomagnetic directions (Sánchez-Moreno et al., 2018) and the paleointensity values obtained in Upper-Korkhi, it can be interpreted as a record of the end of a transitional period.

7. Conclusions

A multi-method absolute paleointensity determination study has been carried out in the Plio-Pleistocene Korkhi lava succession (Djavakheti Highland, Lesser Caucasus), which is composed of two subsequences of respectively 17 and 10 lava flows. Results of a previous study (Sánchez-Moreno et al., 2018) indicate that the Lower-Korkhi subsequence records a normal polarity interval inside the Gauss chron (C2An-2n or C2An-1) reflecting stable directions whose mean geomagnetic pole does not exactly match with the expected one and the Upper-Korkhi section displays reverse to intermediate polarities, suggesting a transitional or excursions record. Therefore, presumably it can be located in both the lower or the upper Olduvai transition.

Absolute intensity determinations with the multispecimen technique were performed on 15 samples with the extended protocol with corrections (fraction correction FC and domain state correction DSC; Fabian and Leonhardt, 2010). Seven MSP-DSC determinations passed the proposed quality criteria. Successful determinations show differing values, although a tendency towards relatively low intensities below 30 μT could be observed. Also, somewhat stronger intensities ($> 60\mu\text{T}$) were obtained.

In a previous paleointensity study performed by Sánchez-Moreno et al. (in review) in the Korkhi sequence, 53 samples from 23 flows were analyzed with the Thellier-Thellier (TT) method and 118 samples from 20 flows with the IZZI method. Application of the very strict CCRIT criteria set (Tauxe et al., 2016) yielded paleointensity results in 3 of 27 studied lava flows, all belonging to the Lower-Korkhi section. At the normal polarity Lower-Korkhi section, low VADM values between 2.7 and $5.0 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ were obtained. All these paleointensity values lie well below the present-day dipole moment in Georgia ($8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$).

Consistency of paleointensities obtained with different protocols can be used as a method to enhance the reliability of the final paleointensities per flow (de Groot et al., 2013; Monster et al., 2015). For this reason, in the present study a new interpretation of the experimental Thellier-type determinations of Sánchez-Moreno et al. (in review) has been performed using the commonly used ThellierTool criteria (Leonhardt et al., 2004) as modified by Paterson et al. (2014) together with the curvature of the selected best-fit segment in the Arai-plot (Paterson, 2011), in order to perform a multimethod consistency check together with the results obtained with the MSP determinations from the present study. In this new interpretation of the Thellier-type determinations, 17 successful paleointensities from 11 flows were obtained with the Thellier-Thellier method and 50 from 13 flows with the IZZI method. A joint interpretation of these results with the 7 successful MSP-DSC determinations from the present study 13 successful paleointensity flow averages, 12 from the Lower-Korkhi subsequence and one from Upper-Korkhi. Three of them are supported by Thellier-type and MSP methods and seven by two Thellier-type ones. The number of determinations with each method has been weighted to calculate flow-average paleointensities. The VADM values calculated in the normal polarity lower section, range between 2.4 and $5.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. These values lie below the present-day dipole moment for field intensity at Korkhi location ($8.4 \times 10^{22} \text{ Am}^2$). In Upper-Korkhi a single reliable flow-averaged paleointensity has been determined with a high VADM value of $12.8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ in flow KR24. This high paleointensity is supported by a MSP-DSC determination on near lying flow KR26 yielding a VADM of $14.7 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, which

had, however, to be rejected because an alteration parameter slightly exceeding the threshold value.

The multimethod approach applied in the present study implying an additional reliability check by means of the multi-method consistency and a new interpretation of Thellier-type data with a commonly used criteria set thus has yielded a high success rate. Flow-mean paleointensities have been obtained in 13 lava flows, in contrast to the three ones obtained by Sánchez-Moreno et al. (in review) over the same Thellier-type data interpreted the CCRIT criteria set (Tauxe et al., 2016).

The low paleointensities obtained in Lower-Korkhi could represent a paleointensity drop before the complete directional reversal prior to the lower Kaena normal to reverse polarity transition. This interpretation is supported by low VADM values, much weaker than the present dipole moment ($\sim 8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$) and a mean paleomagnetic direction showing a moderate disagreement with the expected one (Sánchez-Moreno et al., 2018). However, the interpretation of Lower-Korkhi as a stable field record cannot be completely ruled out, because the mean paleomagnetic direction of Lower-Korkhi shows only a moderate departure from the expected one, and VADMs obtained are similar to results from several studies which point to relatively low field intensity values during stable EMF periods (Cromwell et al., 2015; Juárez et al., 1998; Juárez and Tauxe, 2000; Lawrence et al., 2009; Selkin and Tauxe, 2000; Tauxe, 2006; Tauxe et al., 2013; Wang et al., 2015; Yamamoto and Tsunakawa, 2005). Nevertheless, the mean value obtained for 12 flows from the Lower-Korkhi section yielding successful determinations is $3.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$, which is a somewhat weaker value than in most of those studies.

The high paleointensity result from Upper-Korkhi might be record an intensity peak just before completion of the full reversal. This agrees with the interpretation of the record as a transitional interval performed as proposed by (Sánchez-Moreno et al., 2018).

Comparison of the MSP with and without corrections, are consistent with the paleointensity overestimation of MSP-DB respect MSP-DSC, already indicated by some authors (Calvo-Rathert et al., 2016; Fabian and Leonhardt, 2010; Michalk et al., 2010, 2008a), in contrast to other works where the results from both protocols are similar or underestimation is documented (Calvo-Rathert et al., 2018; de Groot et al., 2012; Muxworthy and Taylor, 2011; Tema et al., 2016, 2015). Results from the present study suggest that the MSP-DB method is not independent of domains structure, since in all determinations carried out in this work, DB paleointensities are higher than DSC ones. Therefore, it appears that magnetic history effects can be eliminated through MSP-DSC. 60% of MSP paleointensities from the present study are closer to Thellier-type results thanks to having applied the FC and DSC corrections (without taking into account quality criteria).

References

- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: A Review. Turkish J. Earth Sci. J. Earth Sci.) Copyr. ©TÜBİTAK 20, 489–544. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-11>
- Biggin, A., Poidras, T., 2006. First-order symmetry of weak-field partial thermoremanence in multi-domain ferromagnetic grains. 1. Experimental evidence and physical

- implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 438–453. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.02.035>
- Biggin, A.J., Paterson, G. a., 2014. A new set of qualitative reliability criteria to aid inferences on palaeomagnetic dipole moment variations through geological time. *Front. Earth Sci.* 2, 1–9. <https://doi.org/10.3389/feart.2014.00024>
- Calvo-Rathert, M., Contreras, J.M., Carrancho, Á., Camps, P., Gogichaishvili, A., Hill, M.J., 2018. Inter-laboratory reproducibility of archaeointensity determinations with a multimethod approach on archaeological material reproductions. *Geophys. J. Int.* Submitted.
- Calvo-Rathert, M., Morales-Contreras, J., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A., 2016. A comparison of Thellier-type and multispecimen paleointensity determinations on Pleistocene and historical lava flows from Lanzarote (Canary Islands, Spain). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 3638–3654. <https://doi.org/10.1002/2016GC006396>
- Channell, J.E.T., Curtis, J.H., Flower, B.P., 2004. The Matuyama-Brunhes boundary interval (500-900 ka) in North Atlantic drift sediments. *Geophys. J. Int.* 158, 489–505. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02329.x>
- de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., Langereis, C.G., Herrero-Bervera, E., 2013. Rapid regional perturbations to the recent global geomagnetic decay revealed by a new Hawaiian record. *Nat. Commun.* 4, 1–7. <https://doi.org/10.1038/ncomms3727>
- de Groot, L. V., Dekkers, M.J., Mullender, T.A.T., 2012. Exploring the potential of acquisition curves of the anhysteretic remanent magnetization as a tool to detect subtle magnetic alteration induced by heating. *Phys. Earth Planet. Inter.* 194–195, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.01.006>
- Dekkers, M.J., Böhnell, H.N., 2006. Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 507–516. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.040>
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107, EPM4-1-EPM4-22. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Fabian, K., Leonhardt, R., 2010. Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 84–94. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.006>
- Fabian, K., Leonhardt, R., 2007. Theoretical analysis and experimental tests of multiple specimen absolute paleointensity determination techniques, in: *Geophysical Research Abstracts*. p. 04510.
- Goguitchaichvili, A., Cervantes, M.A., Rathert, M.C., Camps, P., Sologashvili, J., Maissuradze, G., 2009. Gilbert-Gauss geomagnetic reversal recorded in Pliocene volcanic sequences from Georgia (Lesser Caucasus): revisited. *Earth, Planets Sp.* 61, 71–81. <https://doi.org/10.1186/BF03352886>
- Goguitchaichvili, A., Prévot, M., Thompson, J., Roberts, N., 1999. An attempt to determine the absolute geomagnetic field intensity in Southwestern Iceland during the Gauss–Matuyama reversal. *Phys. Earth Planet. Inter.* 115, 53–66. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00064-3](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00064-3)
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide Textures: A Mini-Atlas, in: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, Rev. Mineral., Vol. 25. Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C., pp. 129–137.
- Haggerty, S.E., 1976. Oxidation of opaque minerals oxides in basalts., in: Rumble, D. (Ed.), *Oxide Minerals III*. Mineralogical Society of America's, Washington, pp. Hg1-Hg100.
- Hartl, P., Tauxe, L., 1996. A precursor to the Matuyama/Brunhes transition-field instability as recorded in pelagic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 138, 121–135. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00231-Z](https://doi.org/10.1016/0012-821X(95)00231-Z)

- Heller, R., Merrill, R.T., McFadden, P.L., 2002. The variation of intensity of earth's magnetic field with time. *Phys. Earth Planet. Inter.* 131, 237–249. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(02\)00038-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(02)00038-9)
- Laj, C., Channell, J.E.T., 2007. Geomagnetic Excursions, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 373–416. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00095-X>
- Linder, J., Leonhardt, R., 2009. Paleomagnetic full vector record of four consecutive Mid Miocene geomagnetic reversals. *Phys. Earth Planet. Inter.* 177, 88–101. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2009.07.013>
- Maisuradze, G.M., Kuloshvili, S.I., 1999. "Some Geological Problems of Late Volcanism in the Dzhavakheti Upland." *Tr. GIN AN Gruz. Nov. Ser.* 114, 220–228.
- McFadden, P.L., McElhinny, M.W., 1982. Variations in the Geomagnetic Dipole 2: Statistical Analysis of VDMs for the Past 5 Million Years. *J. Geomagn. Geoelectr.* 34, 163–189. <https://doi.org/10.5636/jgg.34.163>
- Meynadier, L., Valet, J.-P., Bassinot, F.C., Shackleton, N.J., Guyodo, Y., 1994. Asymmetrical saw-tooth pattern of the geomagnetic field intensity from equatorial sediments in the Pacific and Indian Oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 109–127. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90245-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90245-3)
- Michalk, D.M., Biggin, A.J., Knudsen, M.F., Böhnel, H.N., Nowaczyk, N.R., Ownby, S., López-Martínez, M., 2010. Application of the multispecimen palaeointensity method to Pleistocene lava flows from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Phys. Earth Planet. Inter.* 179, 139–156. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.005>
- Michalk, D.M., Muxworthy, A.R., Böhnel, H.N., Maclennan, J., Nowaczyk, N., Harald, N.B., Maclennan, J., Nowaczyk, N., 2008. Evaluation of the multispecimen parallel differential pTRM method: A test on historical lavas from Iceland and Mexico. *Geophys. J. Int.* 173, 409–420. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03740.x>
- Mochizuki, N., Oda, H., Ishizuka, O., Yamazaki, T., Tsunakawa, H., 2011. Paleointensity variation across the Matuyama-Brunhes polarity transition: Observations from lavas at Punaruu Valley, Tahiti. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116, 1–17. <https://doi.org/10.1029/2010JB008093>
- Monster, M.W.L.L., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., Groot, L.V. De, Biggin, A.J., Dekkers, M.J., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., Groot, L.V. De, Biggin, A.J., Dekkers, M.J., de Groot, L. V., Biggin, A.J., Dekkers, M.J., 2015. The performance of various palaeointensity techniques as a function of rock magnetic behaviour – A case study for La Palma. *Phys. Earth Planet. Inter.* 242, 36–49. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.03.004>
- Moulin, M., Courtillot, V., Fluteau, F., Valet, J.-P., 2012. The "van Zijl" Jurassic geomagnetic reversal revisited. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 13, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011GC003910>
- Muxworthy, A.R., Taylor, S.N., 2011. Evaluation of the domain-state corrected multiple-specimen absolute palaeointensity protocol: a test of historical lavas from Iceland. *Geophys. J. Int.* 187, 118–127. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05163.x>
- Niituma, N., 1971. Detailed Study of the Sediments Recording the Matuyama-Brunhes Geomagnetic Reversal. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Second Ser.* 43, 1–39.
- Paterson, G.A., 2011. A simple test for the presence of multidomain behavior during paleointensity experiments. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116, 1–12. <https://doi.org/10.1029/2011JB008369>
- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., Jonestrask, L.C., 2014. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 15, 1180–1192. <https://doi.org/10.1002/2013GC005135>
- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., Jonestrask, L.C., 2014. Standard Paleointensity Definitions v1.1 0–43.
- Petronille, M., 2005. Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes

- transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron. *J. Geophys. Res.* 110, B08101. <https://doi.org/10.1029/2004JB003321>
- Prévot, M., Roberts, N., Thompson, J., Faynot, L., Perrin, M., Camps, P., 2003. Revisiting the Jurassic geomagnetic reversal recorded in the Lesotho Basalt (Southern Africa). *Geophys. J. Int.* 155, 367–378. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.02029.x>
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A Critical Appraisal of the “Day” Diagram. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* <https://doi.org/10.1002/2017JB015247>
- Sánchez-Moreno, E.M., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Vashakidze, G.T., Lebedev, V.A., 2018. Evidence of Unusual Geomagnetic Regimes Recorded in Plio-Pleistocene Volcanic Sequences from the Lesser Caucasus (Southern Georgia). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 19, 1–18. <https://doi.org/10.1029/2017GC007358>
- Sato, M., Yamamoto, Y., Nishioka, T., Kodama, K., Mochizuki, N., Tsunakawa, H., 2016. Hydrostatic pressure effect on magnetic hysteresis parameters of pseudo-single-domain magnetite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2825–2834. <https://doi.org/10.1002/2016GC006406>
- Smirnov, A. V., Tarduno, J.A., 2003. Magnetic hysteresis monitoring of Cretaceous submarine basaltic glass during Thellier paleointensity experiments: evidence for alteration and attendant low field bias. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 571–585. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01123-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01123-8)
- Tanaka, H., Kono, M., Kaneko, S., 1995. Paleosecular Variation of Direction and Intensity from Two Pliocene-Pleistocene Lava Sections in Southwestern Iceland. *J. Geomagn. Geoelectr.* 47, 89–102. <https://doi.org/10.5636/jgg.47.89>
- Tauxe, L., 2006. Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections. *Phys. Earth Planet. Inter.* 156, 223–241. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2005.03.022>
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L., 2016. PmagPy: Software package for paleomagnetic data analysis and a bridge to the Magnetics Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2450–2463. <https://doi.org/10.1002/2016GC006307>
- Tauxe, L., Staudigel, H., 2004. Strength of the geomagnetic field in the cretaceous normal superchron: New data from submarine basaltic glass of the troodos ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, 223–241. <https://doi.org/10.1029/2003GC000635>
- Tema, E., Camps, P., Ferrara, E., Poidras, T., Nazionale, F.I., Metrologica, R., Tema, E., Camps, P., Ferrara, E., Poidras, T., 2015. Directional results and absolute archaeointensity determination by the classical Thellier and the multi-specimen DSC protocols for two kilns excavated at Osterietta, Italy. *Stud. Geophys. Geod.* 59, 554–577. <https://doi.org/10.1007/s11200-015-0413-0>
- Tema, E., Ferrara, E., Camps, P., Conati, C., Spatafora, S., Carvallo, C., Poidras, T., Conati Barbaro, C., Spatafora, S., Carvallo, C., Poidras, T., 2016. The Earth ' s magnetic field in Italy during the Neolithic period : New data from the Early Neolithic site of Portonovo (Marche , Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 448, 49–61. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.05.003>
- Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- Valet, J.-P., Fournier, A., Courtillot, V., Herrero-Bervera, E., 2012. Dynamical similarity of geomagnetic field reversals. *Nature* 490, 89–93. <https://doi.org/10.1038/nature11491>
- Valet, J.-P., Meynadier, L., 1993. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature* 366, 234–238. <https://doi.org/10.1038/366234a0>
- Valet, J.-P., Meynadier, L., Bassinot, F.C., Garnier, F., 1994. Relative paleointensity across the last geomagnetic reversal from sediments of the Atlantic, Indian and Pacific

- oceans. *Geophys. Res. Lett.* 21, 485–488. <https://doi.org/10.1029/93GL02815>
- Valet, J.P., Fournier, A., 2016. Deciphering records of geomagnetic reversals. *Rev. Geophys.* 54, 410–446. <https://doi.org/10.1002/2015RG000506>
- Valet, J.P., Meynadier, L., Guyodo, Y., 2005. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature* 435, 802–805. <https://doi.org/10.1038/nature03674>
- Watkins, N.D., 1969. Non-Dipole Behaviour During an Upper Miocene Geomagnetic Polarity Transition in Oregon. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 17, 121–149. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1969.tb02316.x>
- Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A., 2004. Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GC000630>
- Zhang, X., Liu, B., Wang, J., Zhang, Z., Shi, K., Wu, S., 2014. Adobe photoshop quantification (PSQ) rather than point-counting: A rapid and precise method for quantifying rock textural data and porosities. *Comput. Geosci.* 69, 62–71. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.04.003>

6.3.1. Supplementary material

Figures

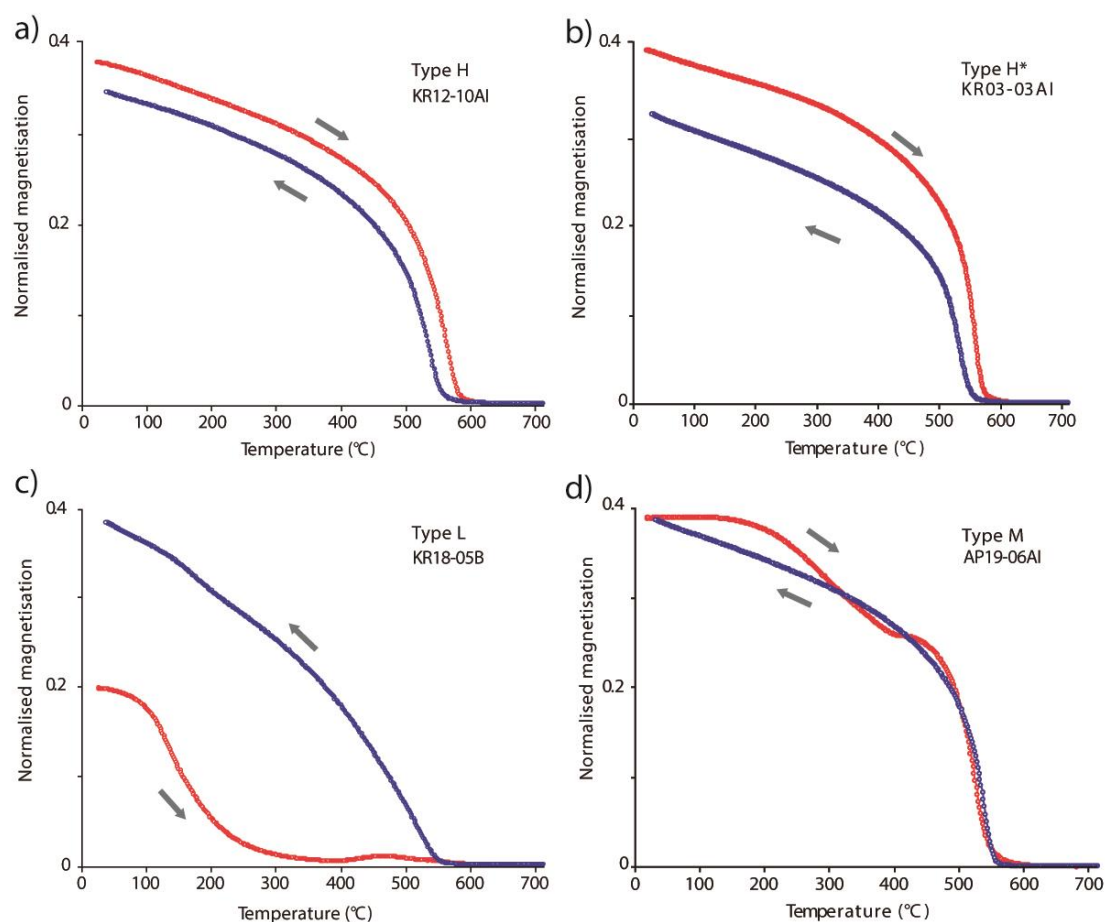


Figure S1. Normalized strong field magnetization versus temperature curves (M_s - T) of representative samples. The arrows indicate the heating and cooling curves. Curve types are discussed in the text.

Figure S2. (Next page) Paleomagnetic results of the Korkhi sequence. a) Stereographic projection of mean paleomagnetic directions (ChRMs) of each lava flow, with normal and reverse directional groups averages (pink), with their corresponding α_{95} , and the expected direction (Besse and Courtillot, 2002) (purple). Solid symbols and open symbols show directions with positive and negative inclinations, respectively (reverse average is projected in both north and south hemispheres). b) Stereographic projection of VGPs (virtual geomagnetic poles) together with their paths linking them by stratigraphical order. Normal and reverse polarity group averages (pink) and the expected pole for the last 5 Ma in Eurasia (Besse and Courtillot, 2002) (purple). Positive/negative VGP latitudes are shown with solid and open symbols respectively. c) Declination and inclination of paleomagnetic directions, and latitude of VGPs, stratigraphically ordered.

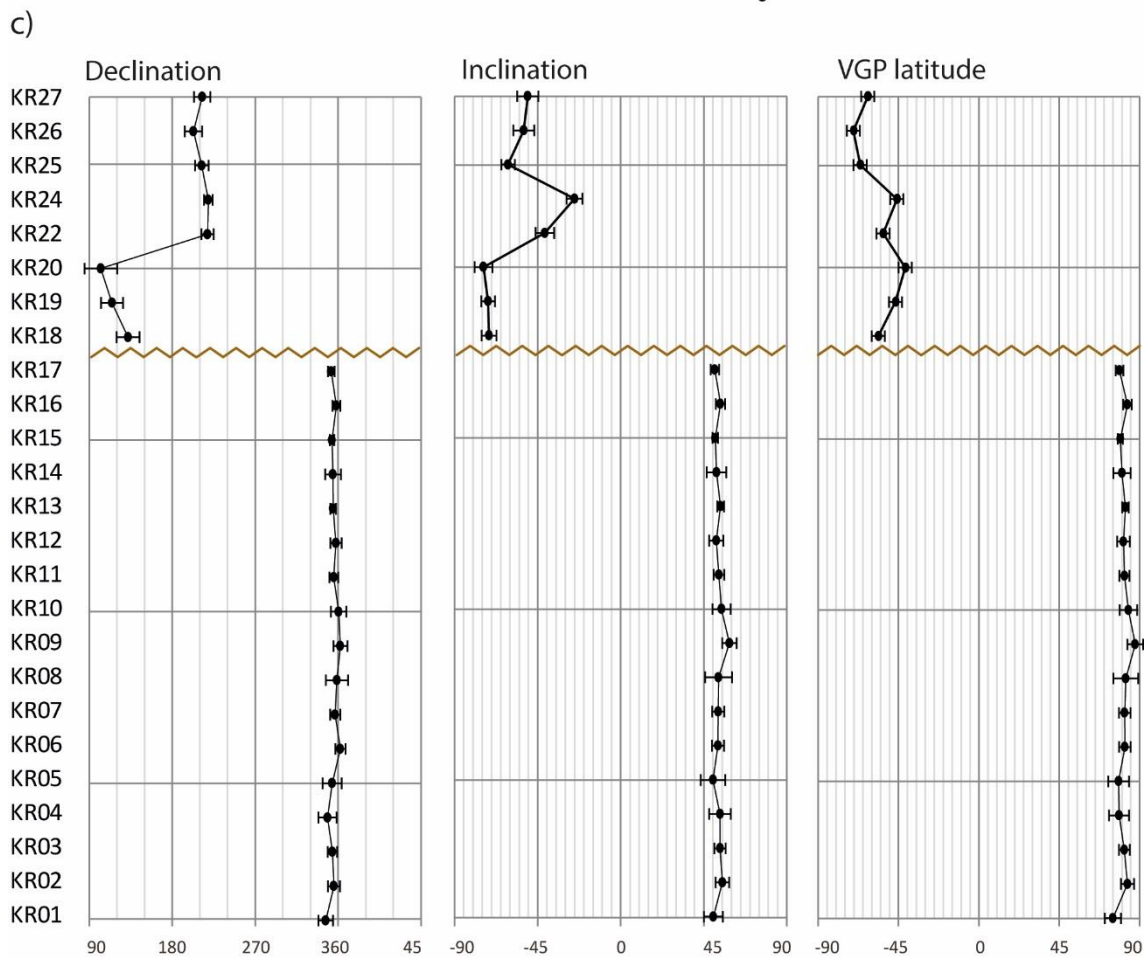
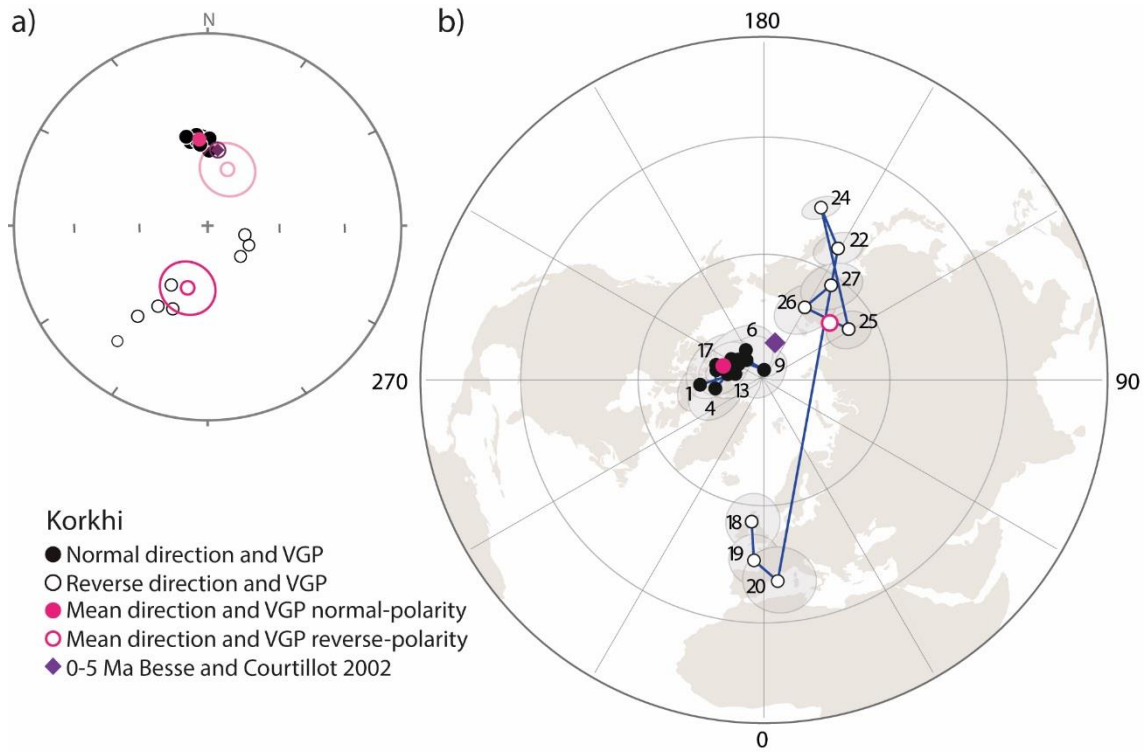
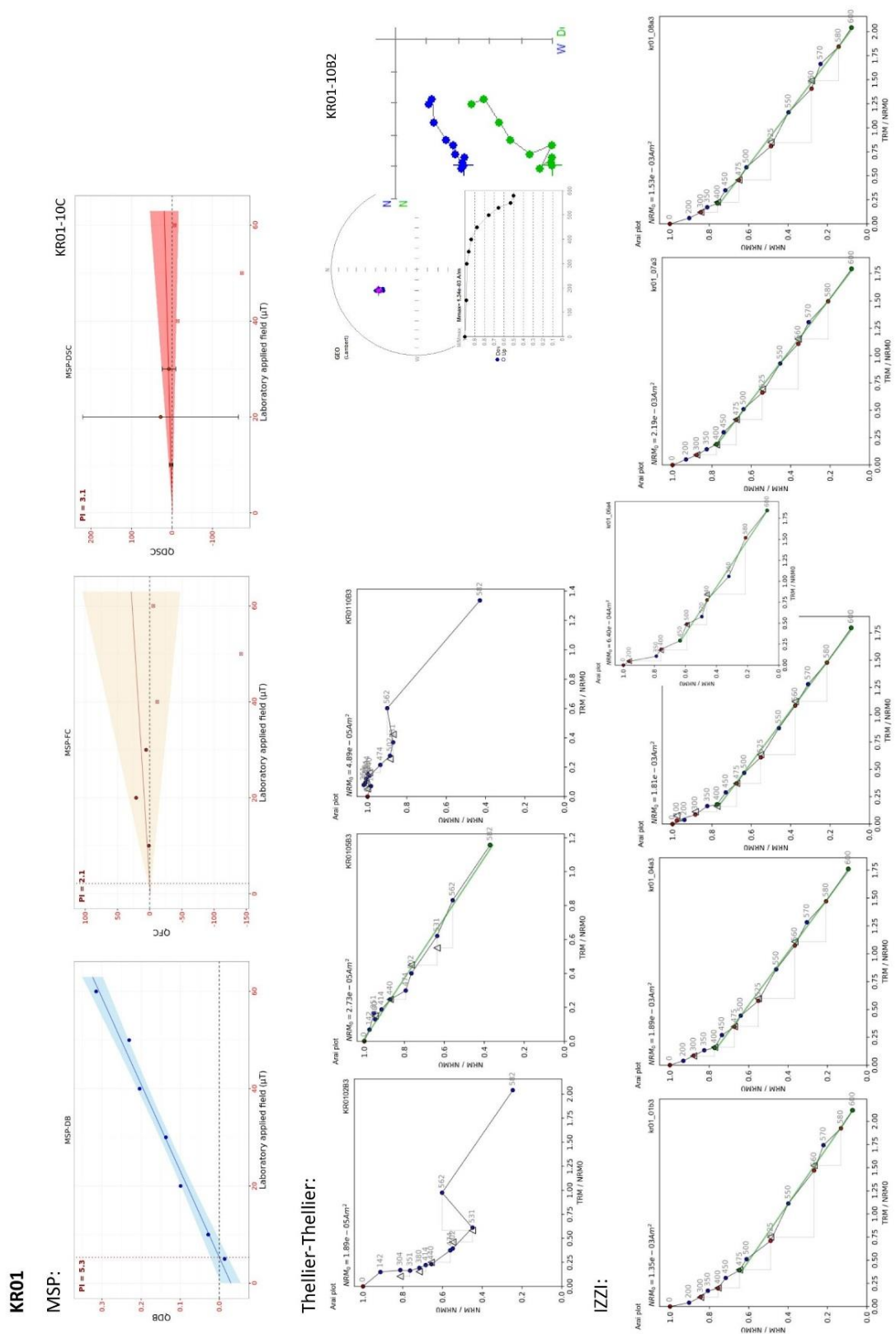
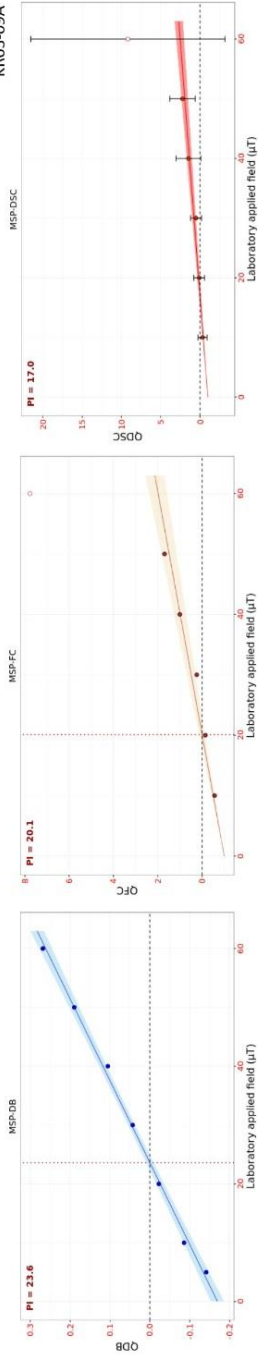


Figure S3. (Down below) Arai plots of the Thellier-Thellier and IZZI measurements and linear regression graphs of MSP-DB, FC and DSC grouped by lava flow per page. Demagnetization plots (Zijdervelds) of samples from the same cores as paleointensity samples are also shown.

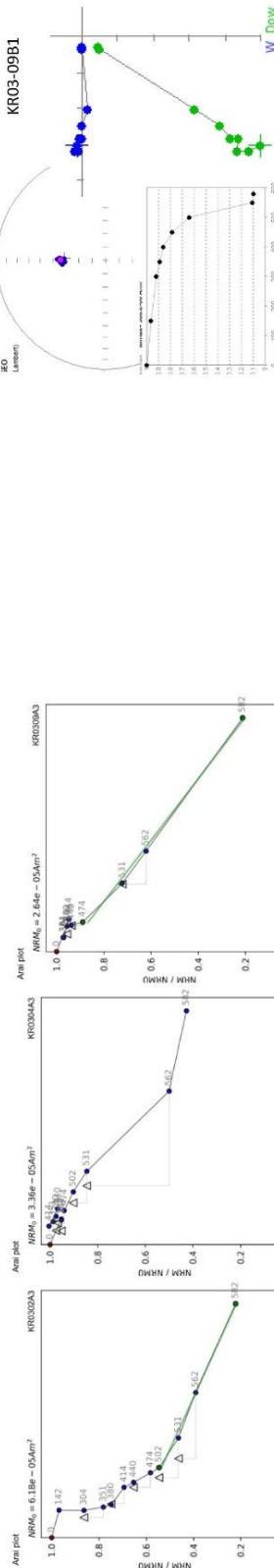


KR03

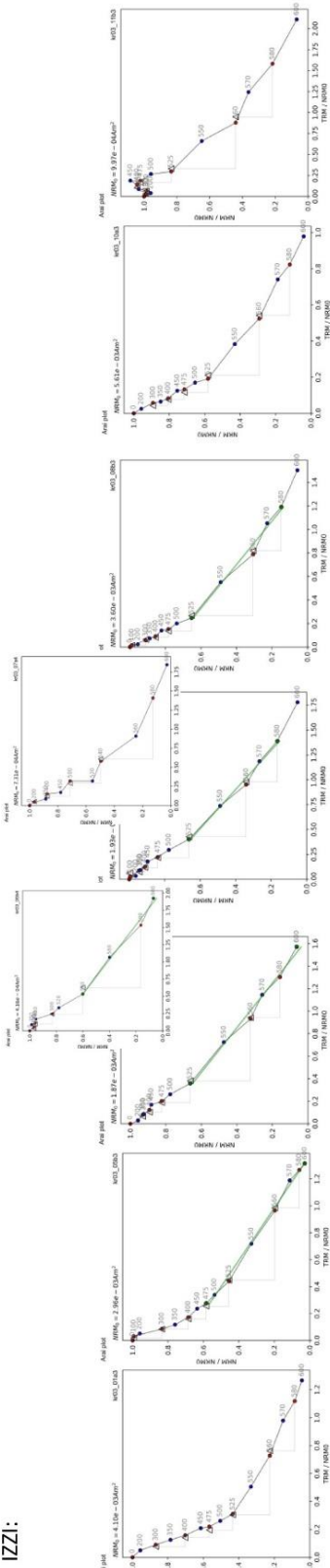
MSP:



Theilier-Thellier:

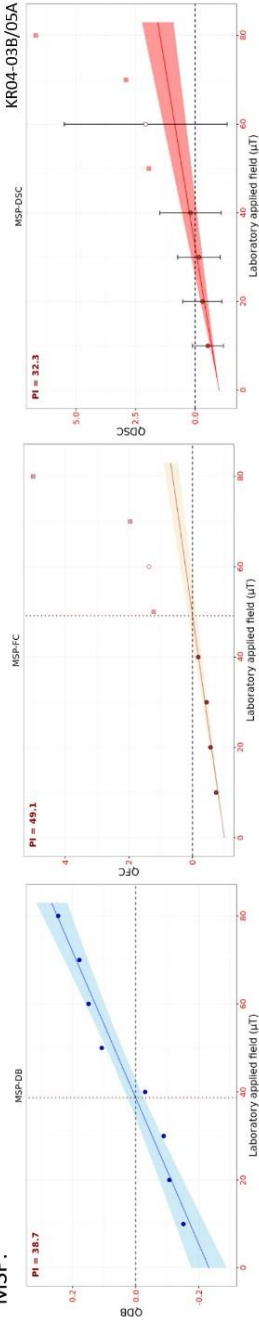


IZZI:

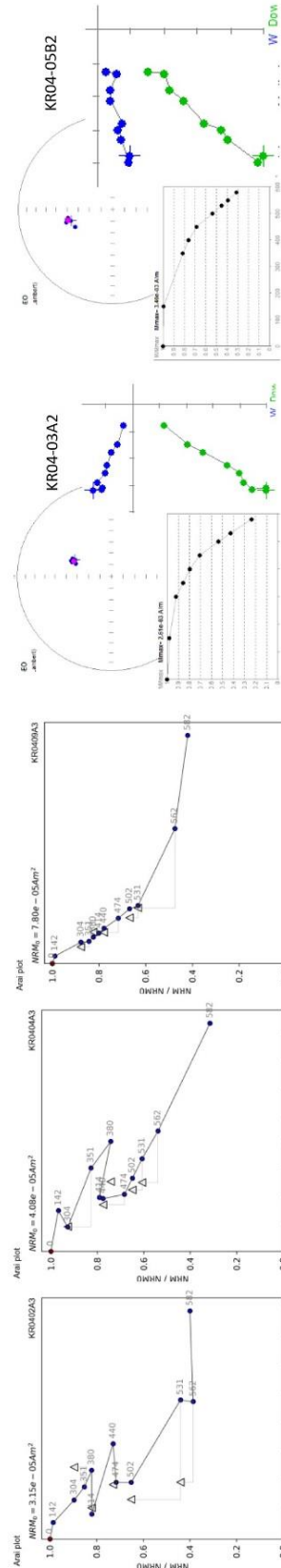


KR04

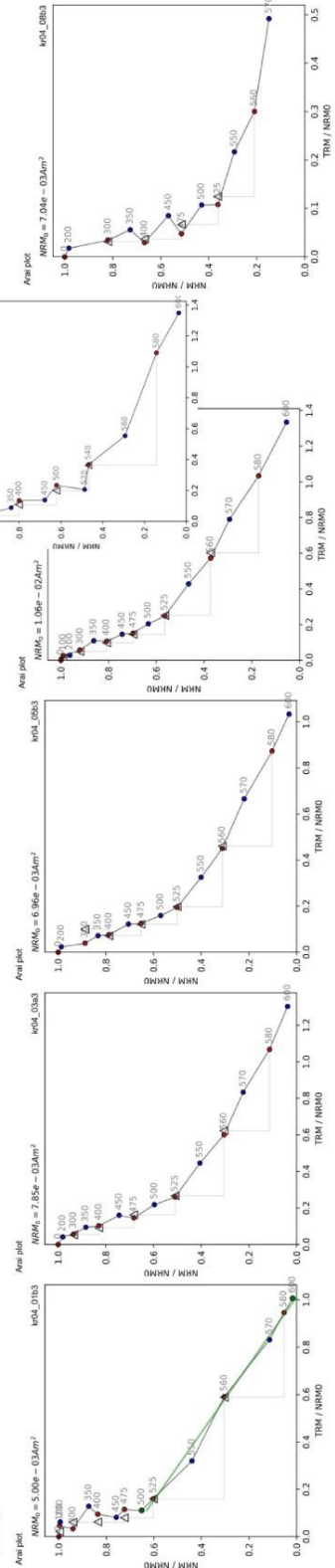
MSP:



Theilier-Thellier:

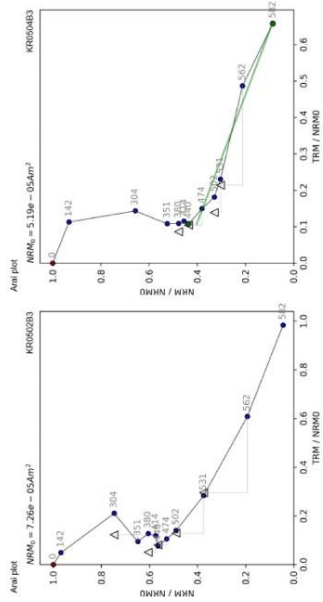


IZZI:

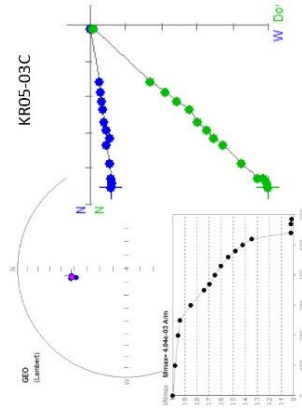
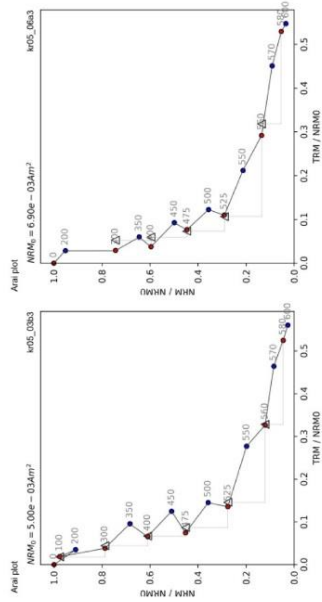


KR05

Theilier-Thellier:

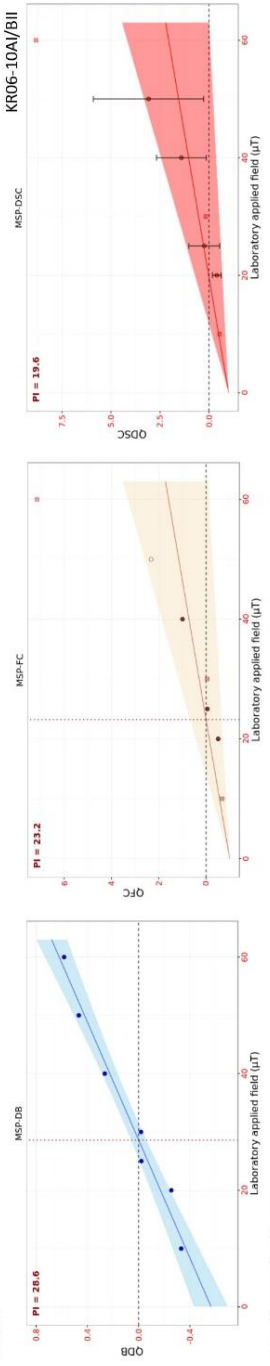


IZZI:

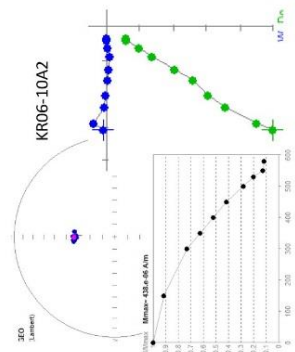
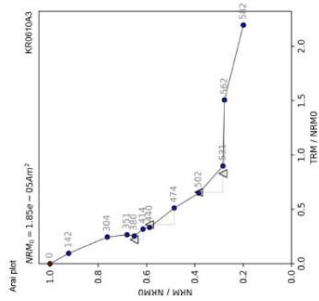


KR06

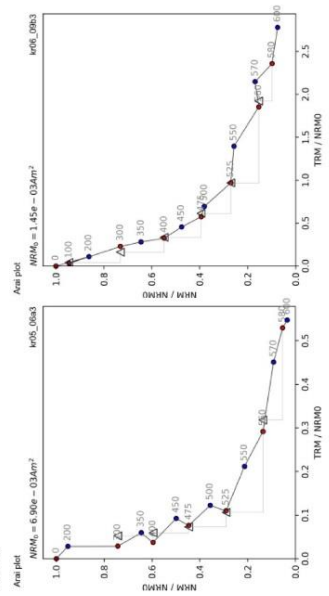
MSP:



Theilier-Thellier:

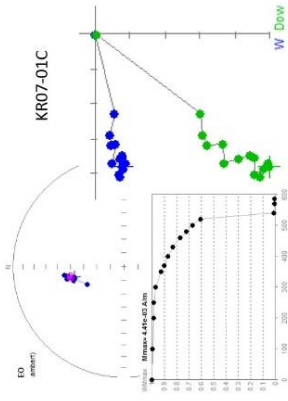
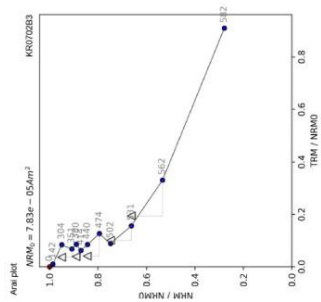


IZZI:

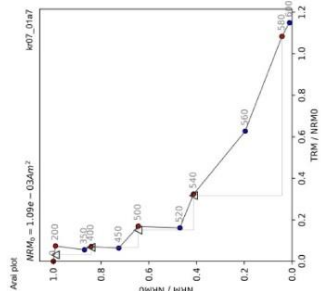
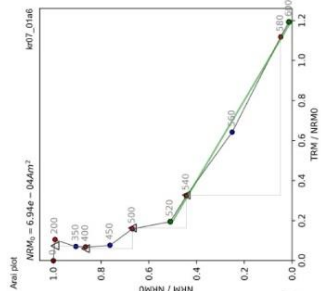
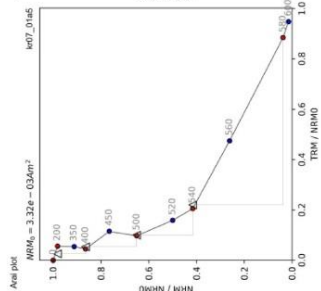
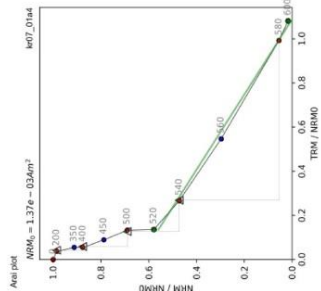
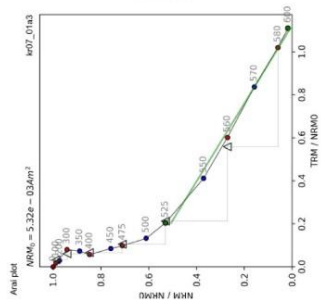


KR07

Theillier-Thellier:

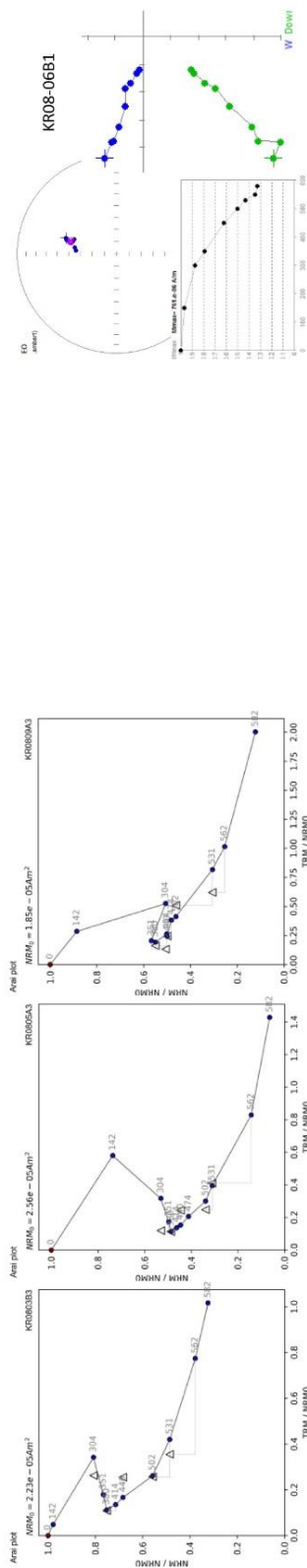


IZZI:

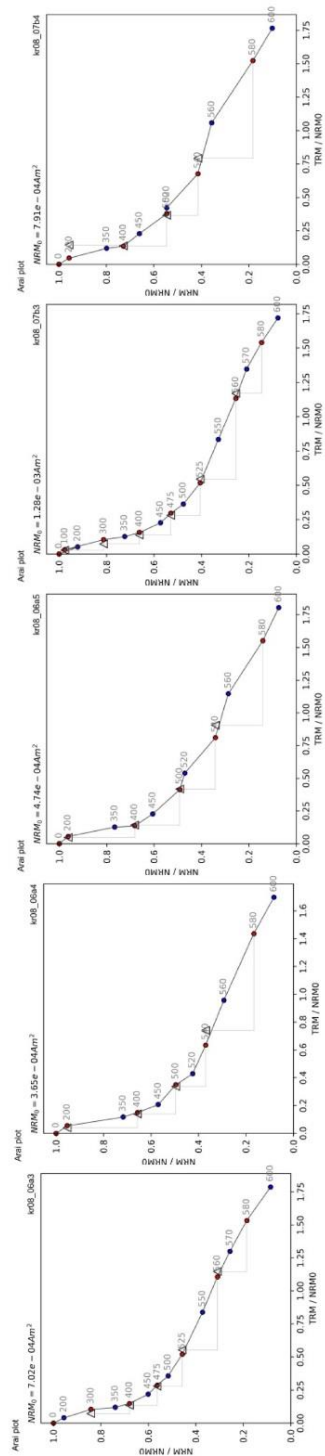


KR08

Theilier-Theilier:

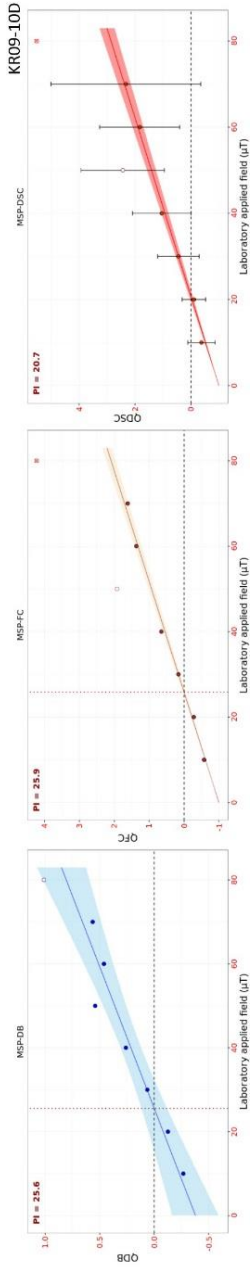


IZZ1:

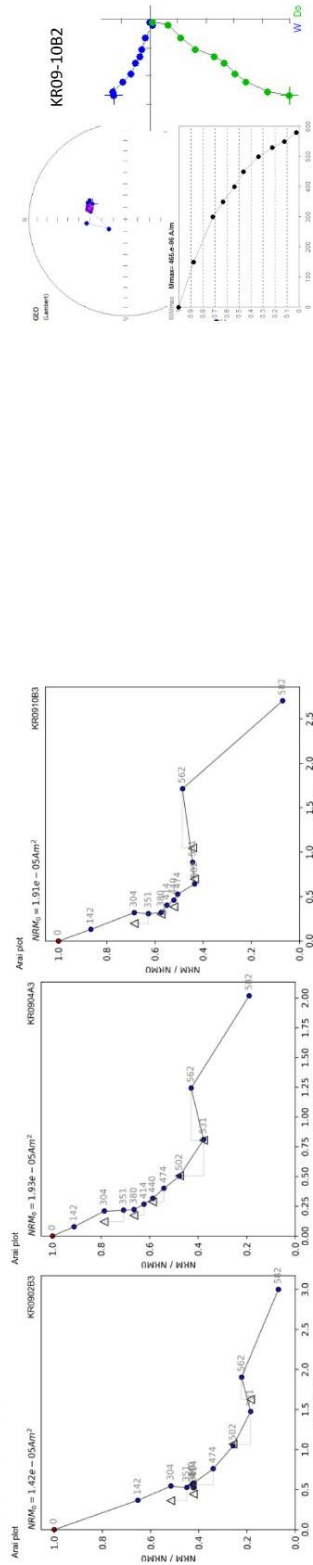


KR09

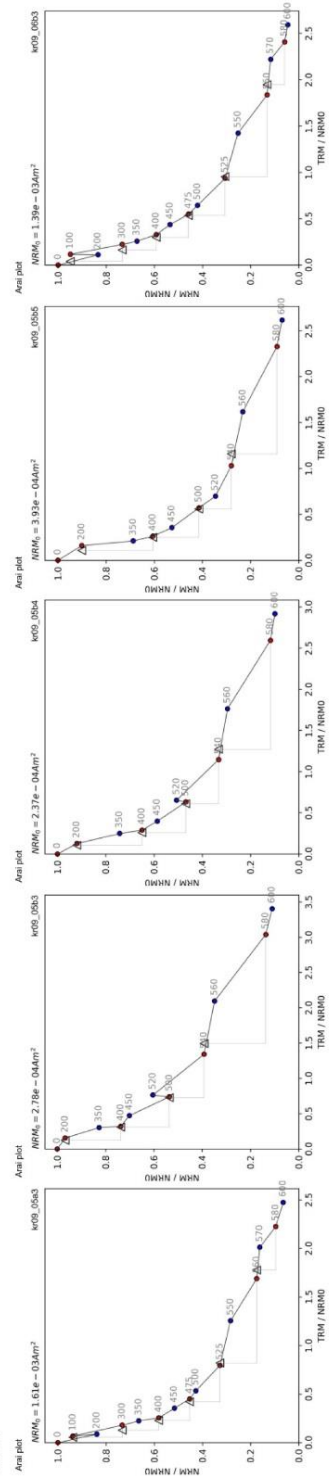
MSP:



Theilier-Thellier:

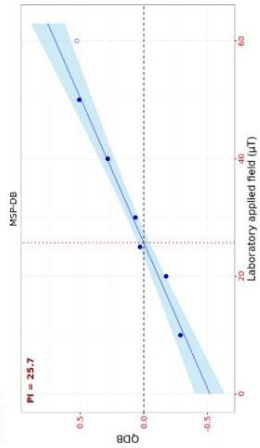


IZZI:

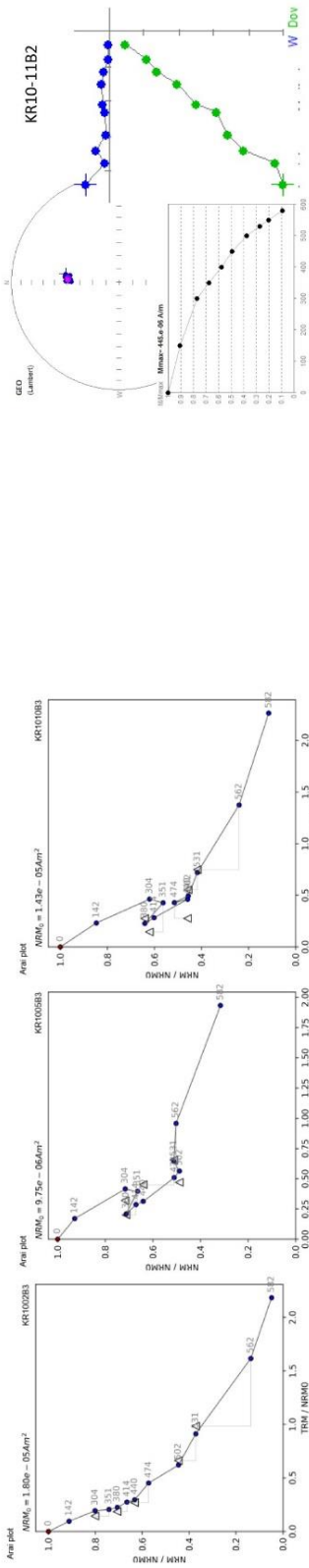


KR10

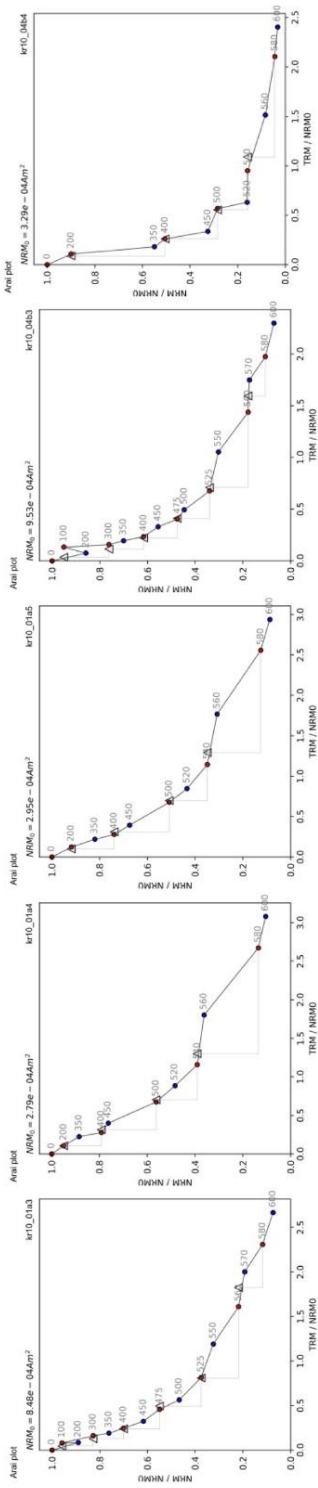
MSP:



Theilier-Theilier:

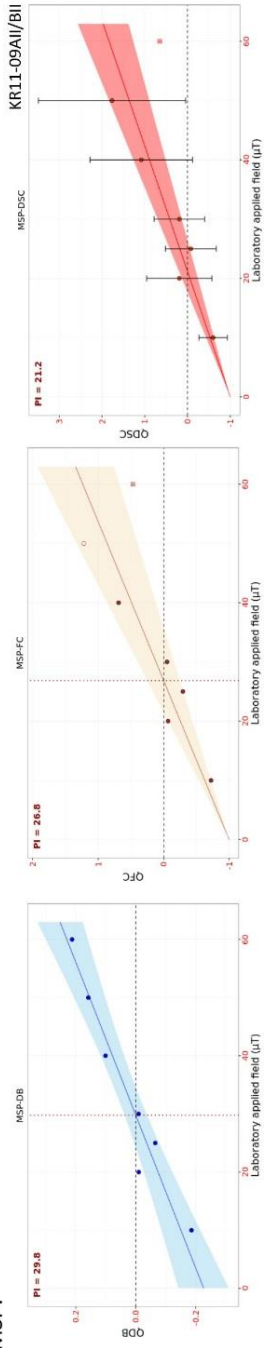


IZZI:

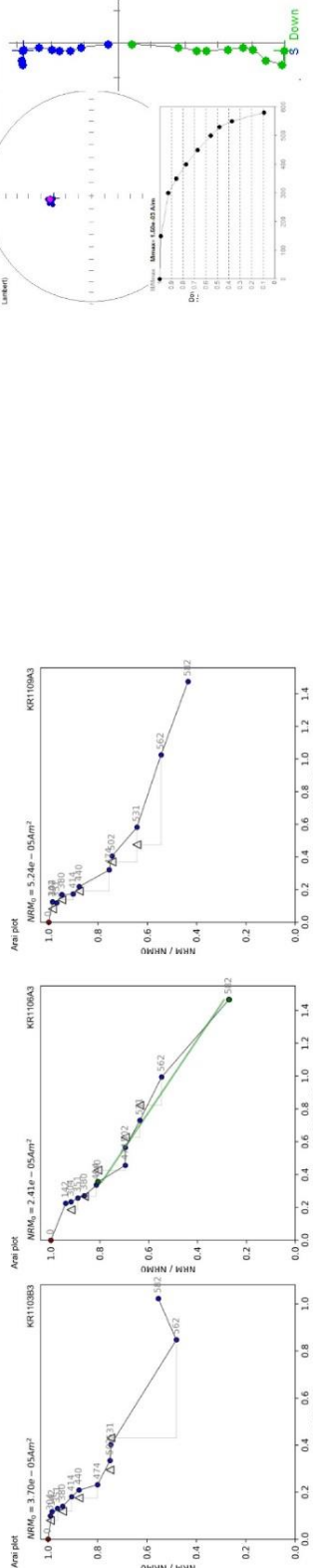


KR11

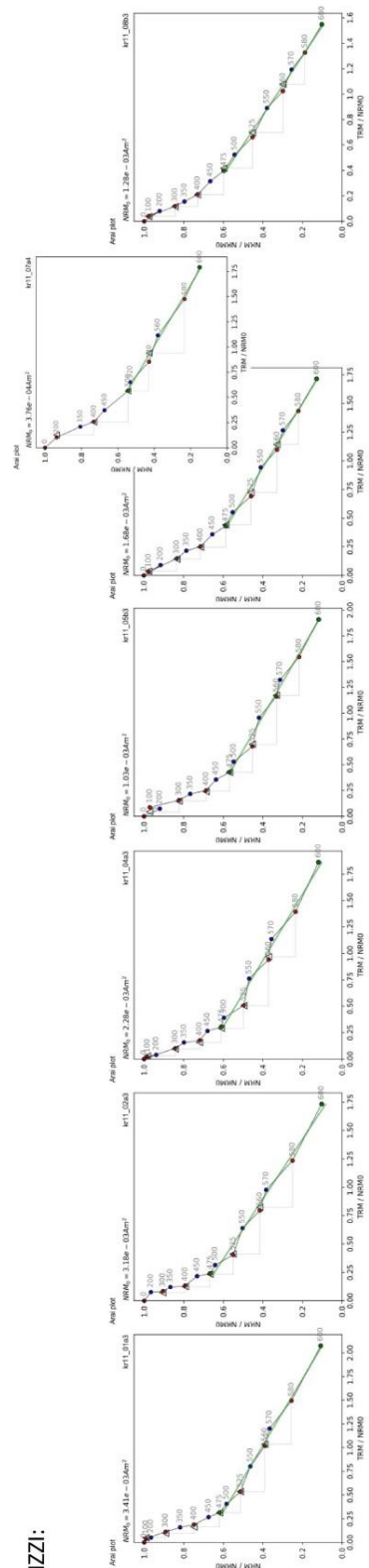
MSP:



Theilier-Thellier:

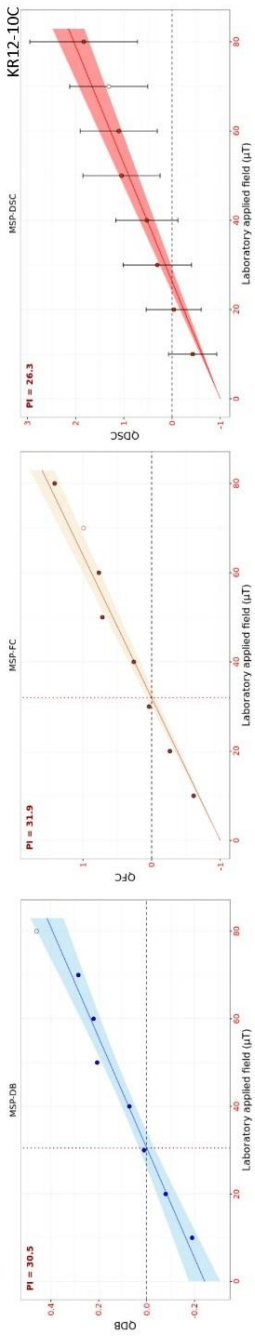


IZZI:

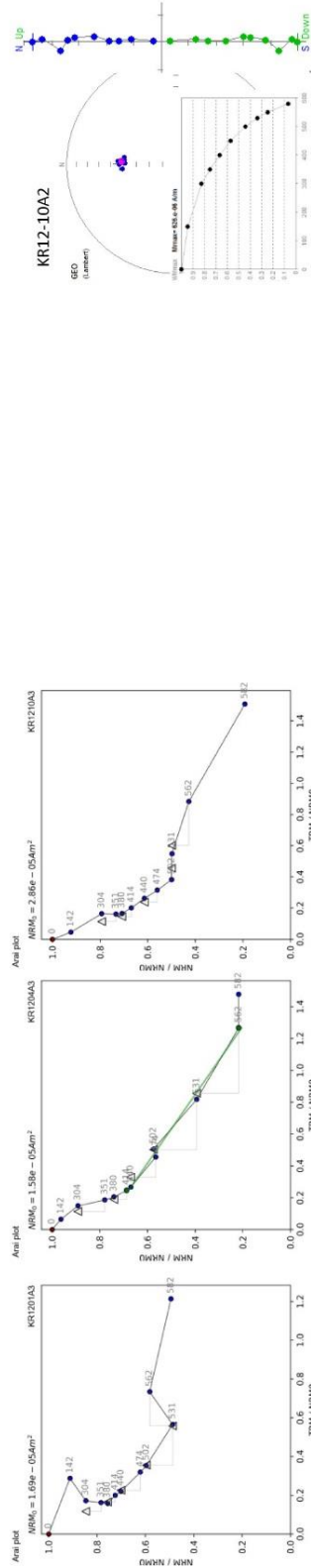


KR12

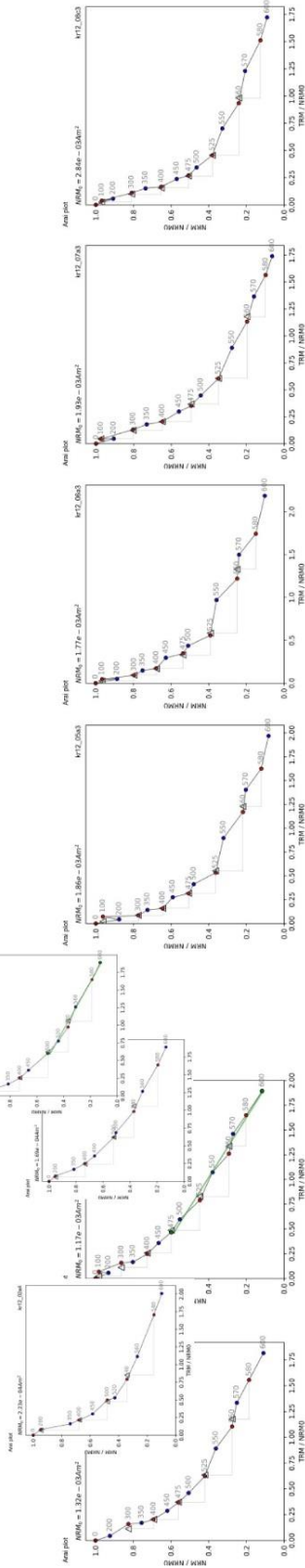
MSP:



Theilier-Theilier:

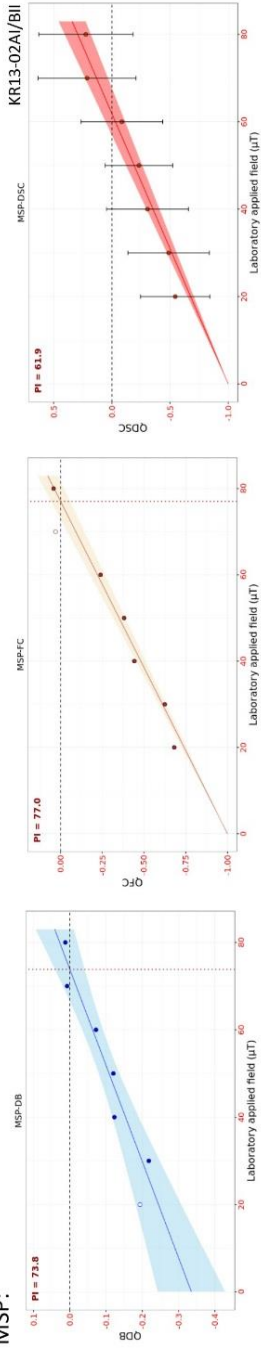


IZZI:

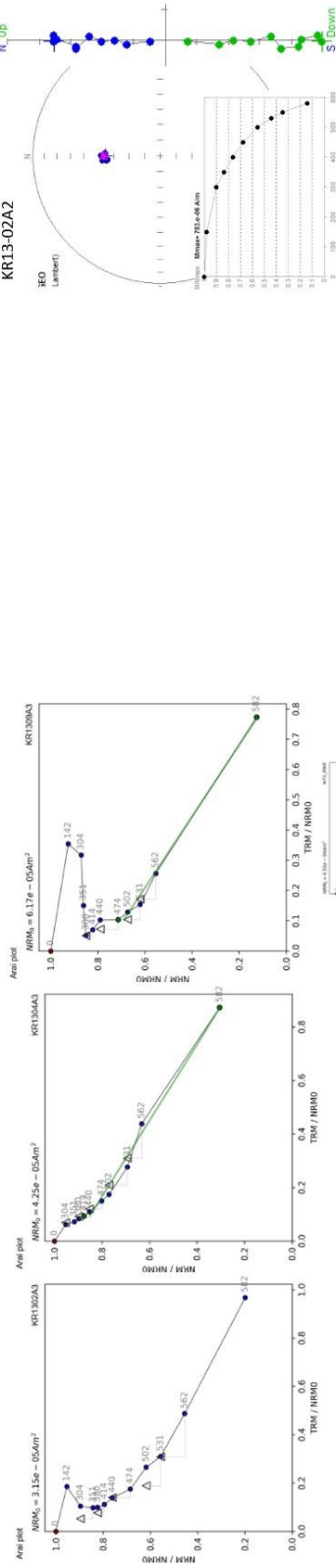


KR13

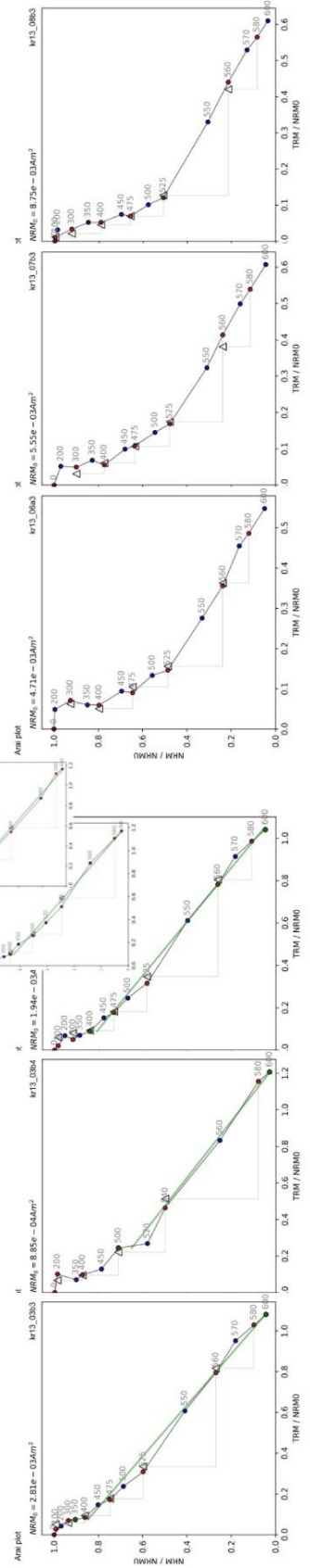
MSP:



Theilier-Theilier:

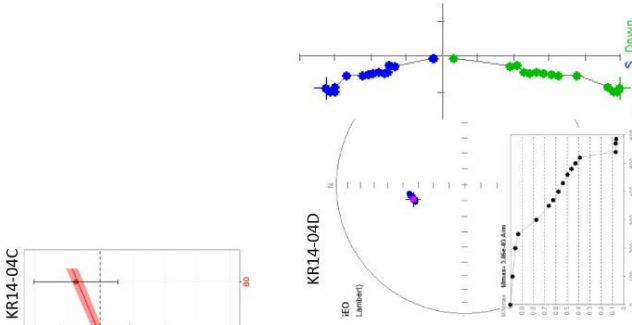
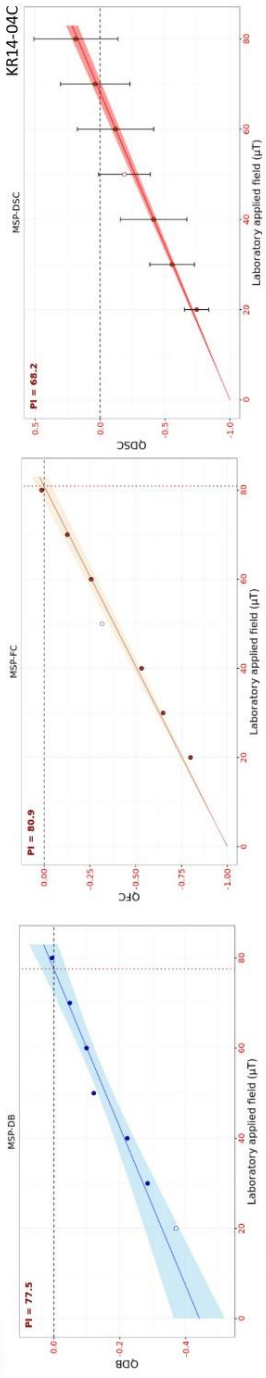


IZZI:

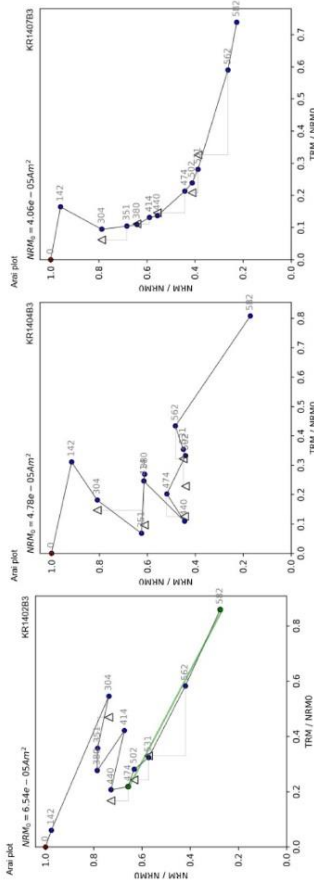


KR14

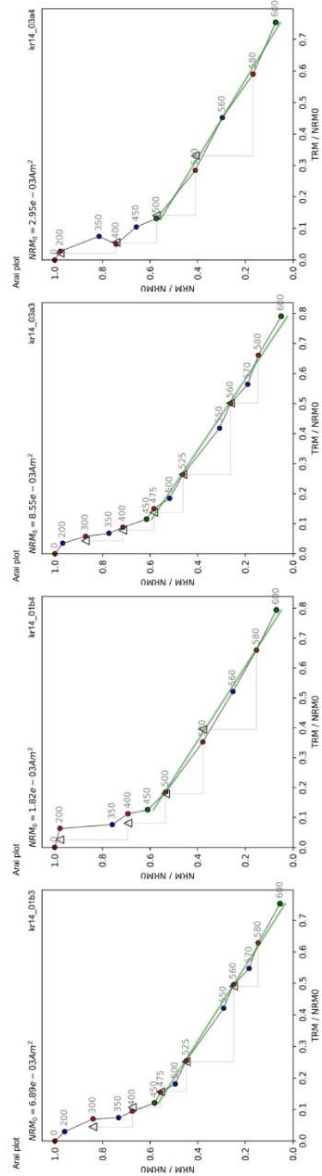
MSP:



Theillier-Thellier:

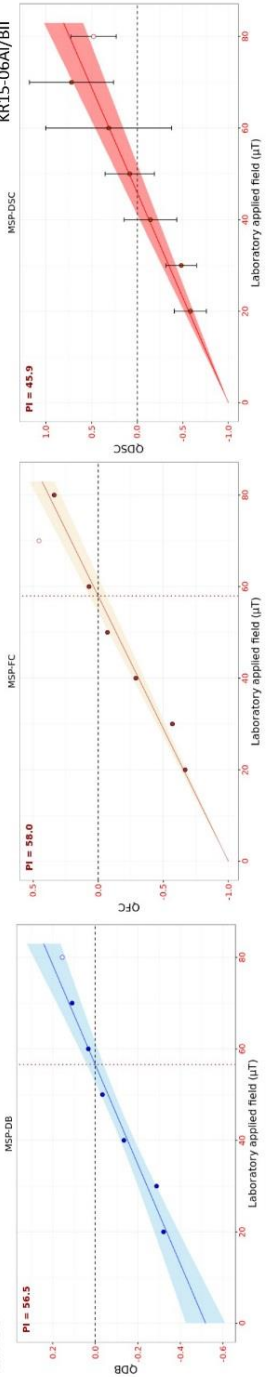


IZZI:

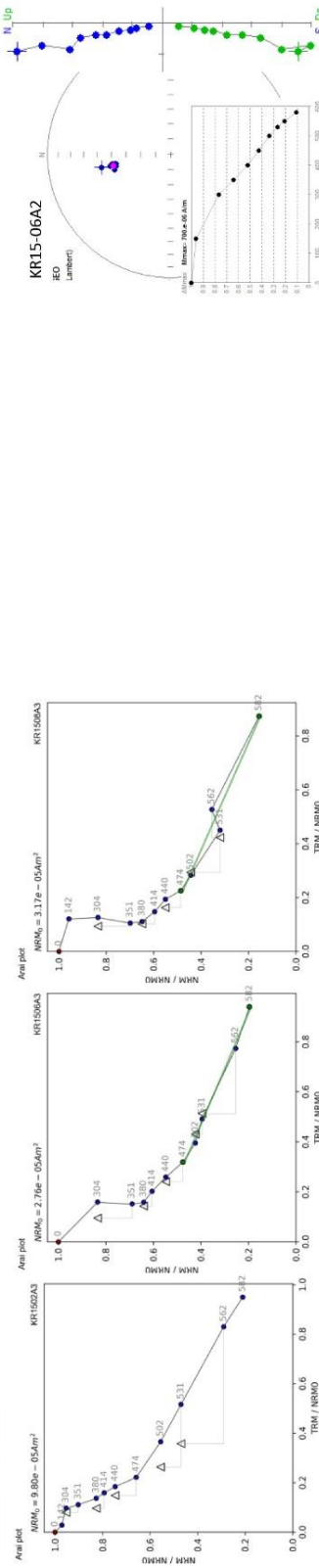


KR15

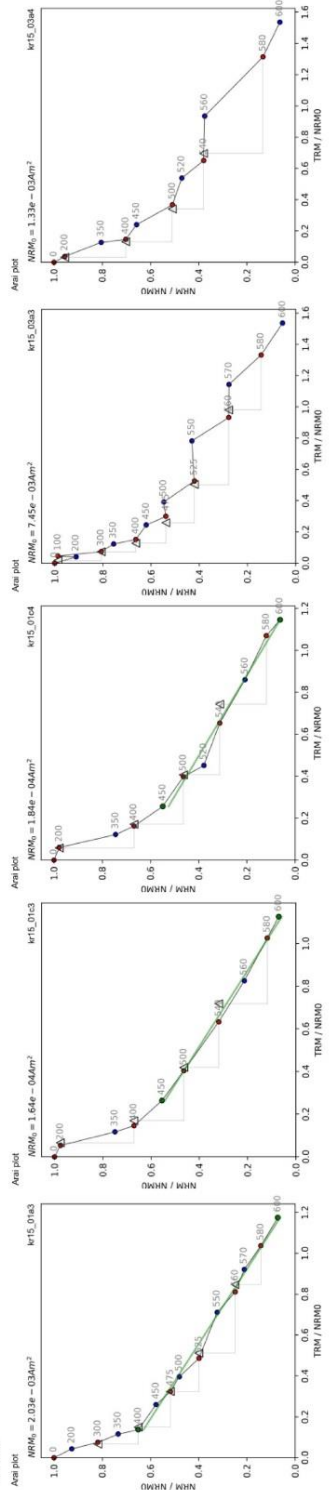
MSP:



Theilier-Thellier:

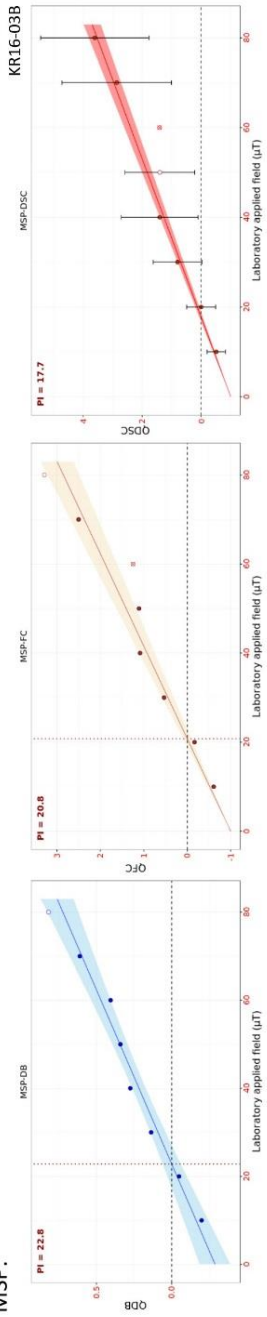


IZZI:

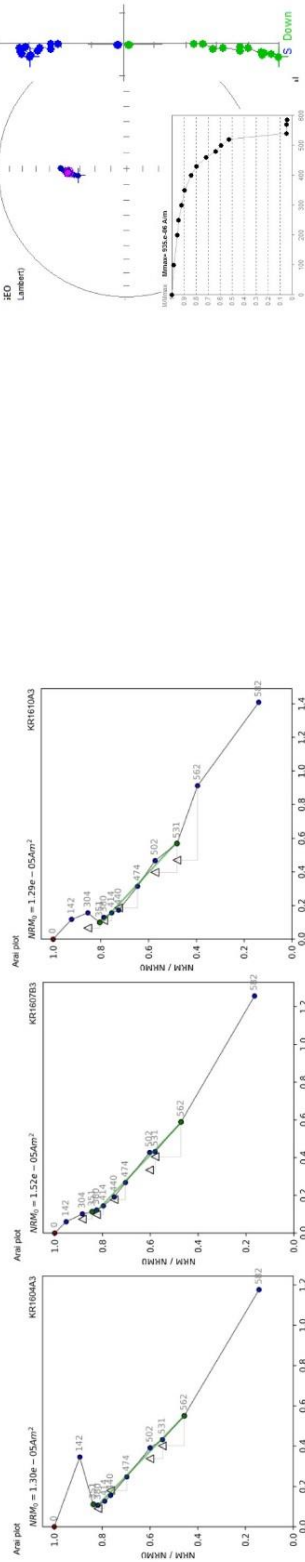


KR16

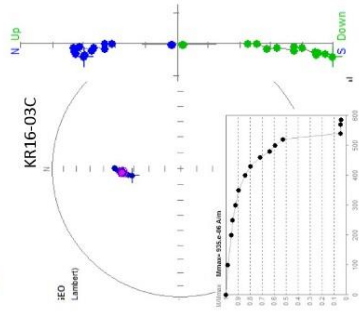
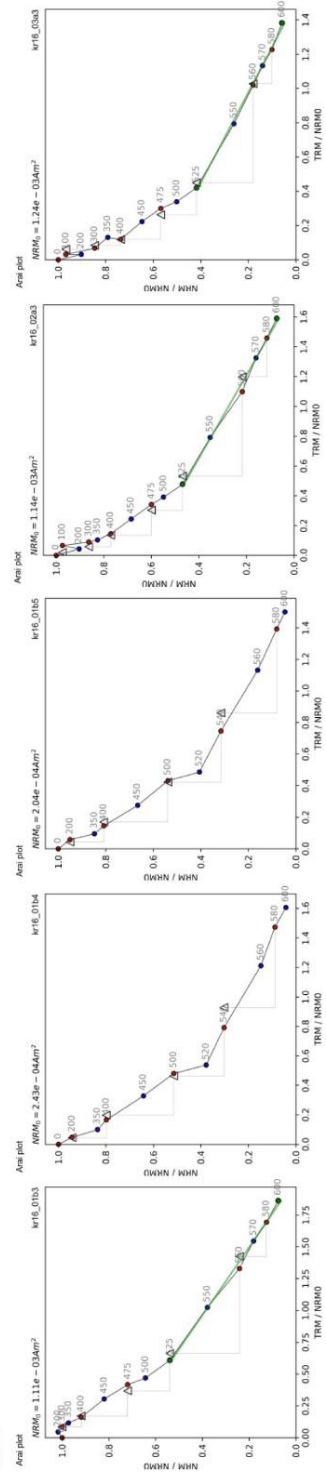
MSP:



Theillier-Theillier:

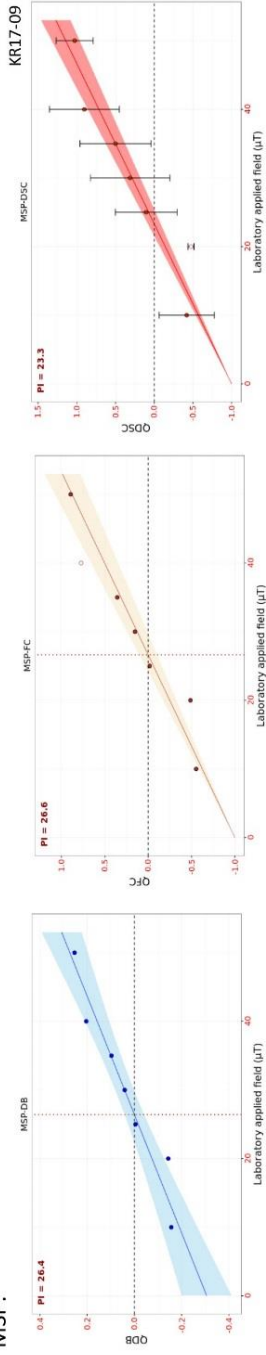


IZZI:

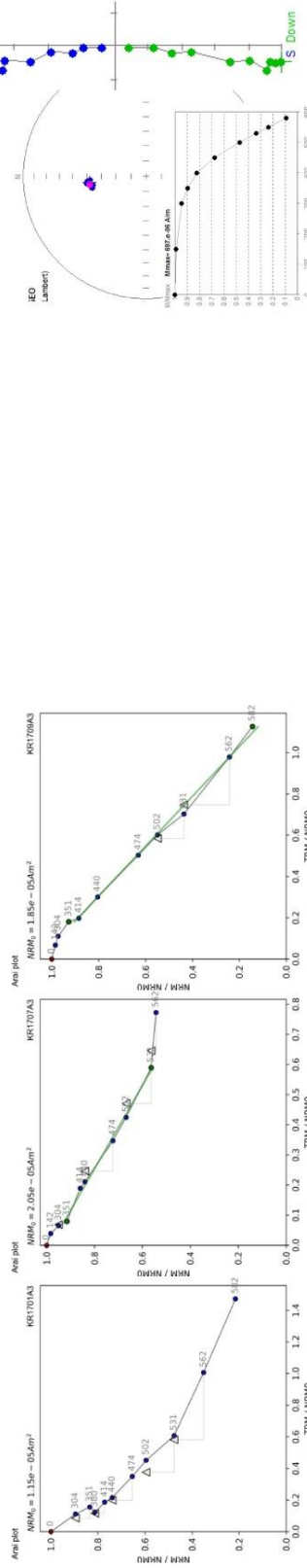


KR17

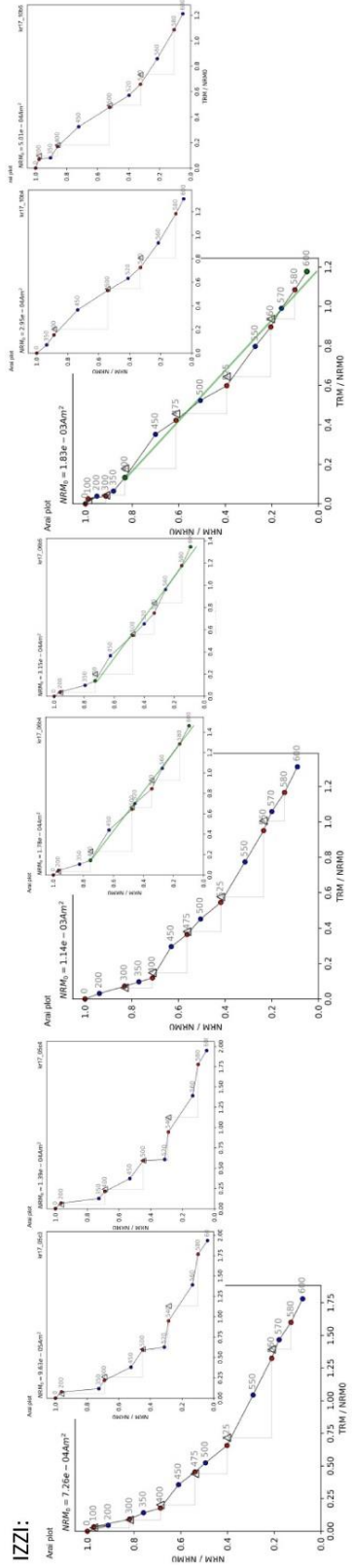
MSP:



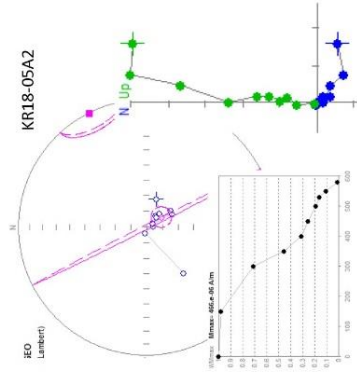
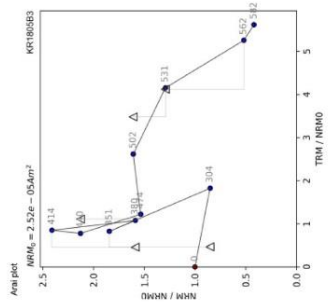
Theilier-Theilier:



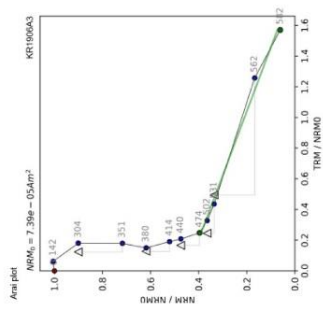
IZZI:



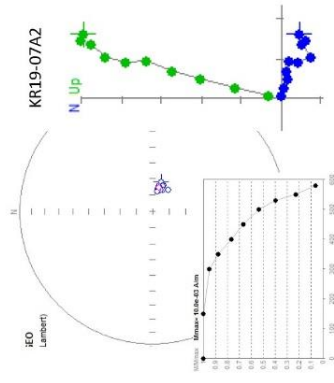
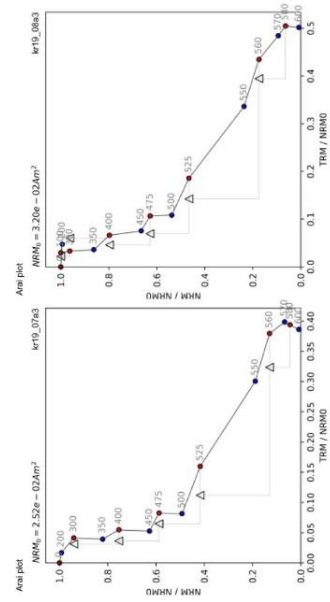
KR18
Thellier-Thellier:



KR19
Theillier-Theillier:

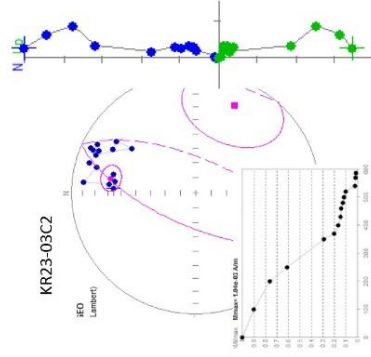
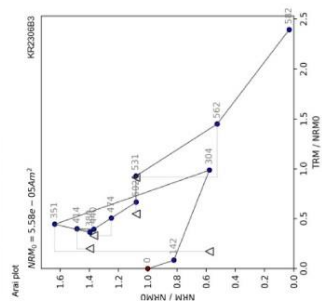


IZZI:

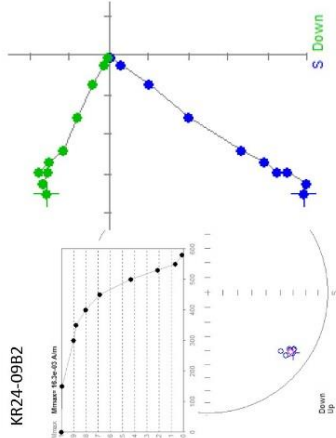
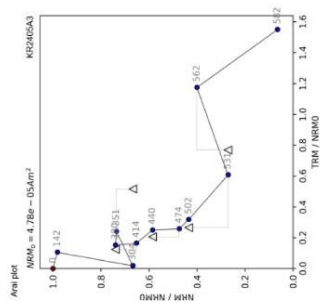


KR23

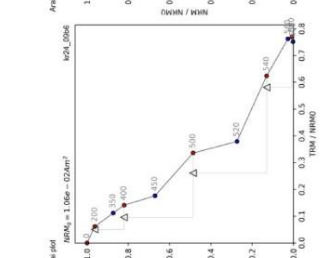
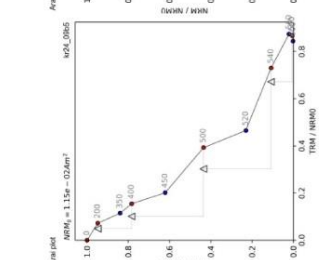
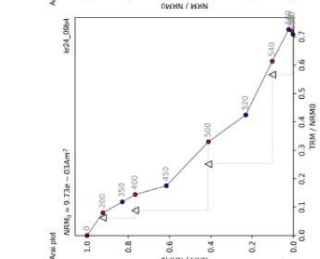
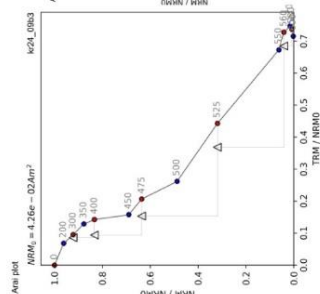
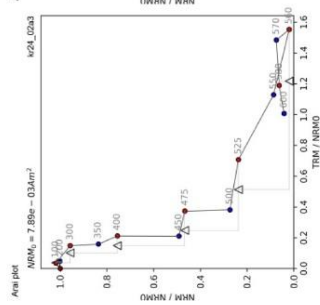
Theillier-Theillier:



KR24
Thellier-Thellier:

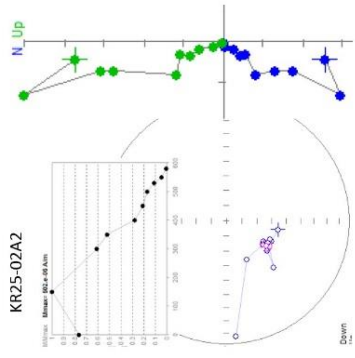
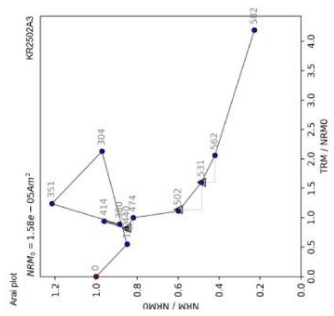


IZZ1:



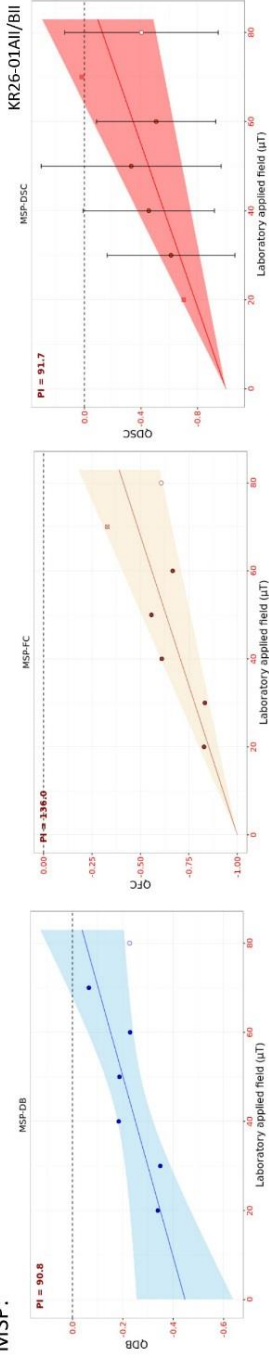
KR25

Theilier-Thellier:

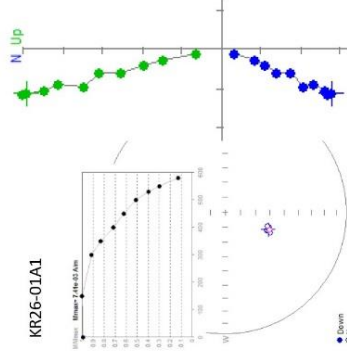
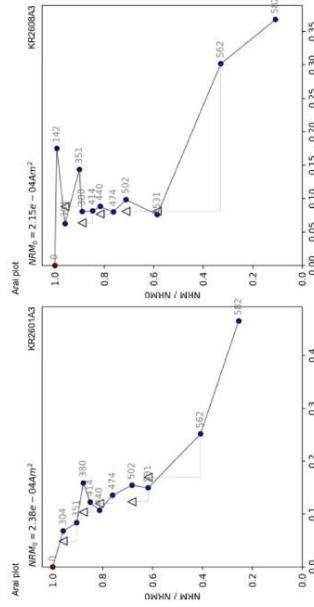


KR26

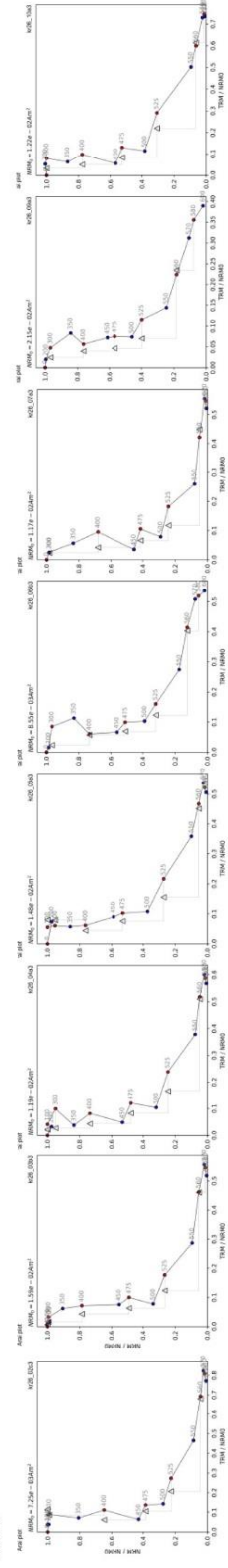
MSP:



Thellier-Thellier:



IZI:



Tables

Criteria parameter	CLASS		Threshold values reference
	A	B	
n	≥ 5	4	A) Leonhardt et al., 2004b. B) Biggin et al., 2007; Kissel and Laj, 2004; Selkin and Tauxe, 2000.
β	≤ 0.1	0.15	A) and B) Leonhardt et al., 2004b.
f	≥ 0.5	0.35	A) Kissel and Laj, 2004; Leonhardt et al., 2004b. B) Leonhardt et al., 2004b.
q	≥ 5	2	A) Leonhardt et al., 2004b. B) Kissel and Laj, 2004.
 k' 	≤ 0.164	0.270	A) and B) Paterson, 2011.
MAD anc	≤ 7	15	A) Kissel and Laj, 2004. B) Biggin et al., 2007; Leonhardt et al., 2004b; Selkin and Tauxe, 2000.
α	≤ 10	15	A) Groot et al., 2014. B) Biggin et al., 2007; Leonhardt et al., 2004b; Selkin and Tauxe, 2000.
δ(CK)	≤ 5	9	A) Leonhardt et al., 2004. b) Paterson et al., 2014.
n pTRM checks	≥ 2	2	
σB (μT)	≤ 8	8	
sd %	≤ 25	25	

Table S1. Parameter values of quality criteria for paleointensity determinations in Thellier-Thellier and IZZI experiments to assess the quality of the experiment conditions, the absence of magnetochemical alterations and the amount of magnetization carried by SD grains (see Standard Paleointensity Definitions v1.1; (Paterson et al., 2014)). Threshold values based on the frequently used ThellierTool criteria sets (Leonhardt et al., 2004) as modified by Patterson et al. (2014) (TTB). Two different strictness levels, class A and class B have been considered.

Criteria thresholds applied to each specimen-B_{lab} point results

Cook's D ≤	3 cook's D mean	Cook's Distance: Influence of each specimen-B _{lab} point in the OLS or WLS regressions. It is a default software requirement to evaluate the measure quality in MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/).
f ≥	0.2 - 0.8	Ratio between NRM fraction removed and overprinted by the laboratory pTRM for each specimen-B _{lab} point (Fabian and Leonhardt, 2010). It is obtained from the half vector sum between m1 and m2 normalized by the NRM, so that it is only calculated for FC and DSC. Even so, it is also applicable to DB. f depends on the temperature reached, which is the same in the three MSP variants. It ensures that, if present, the multidomain pTRM tail effect (Dunlop and Özdemir, 2000) is correctly measured. The fraction of unblocked NRM during the heatings must be between 20% and 80% of the total NRM, as in that interval, because it is large enough to be accurately measured and it is below the total TRM (Tema et al., 2016).
Crit-angle ≤	10°	Critical angle: Maximum angle between the NRM remaining after the pTRM acquisition and the total NRM. This criterion ensures that the NRM is the ChRM (MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/); Tema et al., 2016, 2015).

$\frac{m4m3}{m1m3} \leq$	0.05		Intensity difference between m4-m3, and m1-m3 steps. It is used as an alteration test. It is a default software requirement to evaluate the measure quality in MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/).
Criteria applied to complete paleointensity determination			
Class	A	B	Determination quality level.
$n \geq$	4	3	Number of specimen- B_{lab} points taken in the determination. The relation N/n also must be taken into account since results comparison. N = total number of specimen- B_{lab} points.
$f \text{ range} \geq$	0.3 - 0.7	0.2 - 0.8	Minimum and maximum ratio between the fraction of NRM removed and overprinted by the laboratory pTRM of the total specimens- B_{lab} points.
$CI_{95 \text{ T/2}} (\mu T) \leq$	16	16	95% confidence interval of the determination divided by two. It is calculated through bootstrapped of 500 values with the MultiSpecimen Paleointensity software on line version (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/), and is really only valid if the bootstrapped values have a Gaussian distribution. It is a perfect determination when the upper and lower limits are symmetrical with respect to the paleointensity value. It is in good agreement and within the error bar with the error value obtained in the Thellier protocol (Tema et al., 2015). The parameter is less reliable, than fewer points the determination includes.
$CI_{95 \text{ (T/2)\%}} (\%) \leq$	20	25	95% confidence interval relative with respect to the paleointensity value of the determination, divided by two.
$R^2 \geq$	0.9	0.85	Quality of the OLS or WLS regressions fit.
y-intercept =	0	0	Intersection of the OLS or WLS regressions with the y axis. According to the theoretical reference that when a sample is cooled in zero field there is no pTRM acquisition, the linear fit must be anchored to the intercept (0, -1), except in the MSP-DB protocol (MultiSpecimen Paleointensity software on line version http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/).
$\epsilon_{alt} \leq$	10	15	Relative alteration error average % (Fabian and Leonhardt, 2010). When thermo-chemical changes occur, the temperature attained is more important than the number heatings, hence it is possible to use ϵ_{alt} for the all MSP protocols. Value A taken from Tema et al., 2016. $\epsilon_{alt} = \left \frac{m_1 - m_4}{m_1} \right $
$\Delta B\% \leq$	20	25	Final error obtained from alteration error plus domain-state-correction error (ΔH in Fabian and Leonhardt, 2010b). As with the alteration error, it depends on the temperature reached, so that it can be applied to MSP-DB, FC and DSC. In addition, when comparing the value of this parameter with ϵ_{alt} (included also in its calculation) it is possible to approximately know the domain-state error. $\left(\frac{\Delta H}{H}\right)^2 = \left[\sum_{i=1}^N \left(\frac{H_i/H}{\Delta Q_i}\right)^2 \right]^{-1}$ <i>H</i> : single-specimen paleointensity <i>H_i</i> : laboratory field ΔQ_i : single-specimen total error

Table S2. Quality criteria used in MSP determinations and their threshold values. OLS: Ordinary Least Squares regression used in MSP-DB and MSP-FC determinations. WLS: Weighted least Squares regression used in MSP-DSC determinations. Specimen- B_{lab} point: each specimen which has been subjected to a different B_{lab} .

7. RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS Y DE PALEOINTENSIDADES EN LA SECUENCIA DE DASHBASHI



7.1. Minerales magnéticos	307
7.1.1. Magnetismo de rocas	307
7.1.2. Análisis de láminas delgadas pulidas	310
7.2. Direcciones paleomagnéticas	316
7.3. Paleointensidades	323
7.4. Discusión y conclusiones	326

Dashbashi es otra secuencia de coladas de lava localizada en la meseta de Djavakheti (ver apartado 2.2.3.). Está constituida por 17 coladas de basaltos y andesitas basálticas. Dos de las coladas se han denominado de forma correlativa DB03-A y DB03-B ya que en durante la campaña de campo fueron muestreadas como una sola colada de lava. A partir de la identificación de dos niveles de paleosuelos intercalados en la secuencia, se divide en tres intervalos de emisión volcánica, de siete, ocho y dos coladas, respectivamente. La primera sección se ha datado con una edad K-Ar de 3.45 ± 0.25 Ma, en la colada DB03-A, y la segunda sección presenta una edad K-Ar de 2.45 ± 0.25 Ma, en la colada DB07 (Lebedev et al., 2008). No se dispone de dataciones radioisotópicas para la tercera sección, pero por su posición en la secuencia se puede asumir que es más moderna que las dos anteriores. Por sus características, y la experiencia adquirida tras el estudio de las secuencias de Apnia y Korkhi, se llevaron a cabo análisis similares de magnetismo de rocas, direcciones paleomagnéticas y paleointensidad. Los resultados obtenidos aportan nuevos datos al conocimiento del comportamiento del campo magnético terrestre (CMT) durante el intervalo de tiempo que registra la secuencia. Sin embargo se trata de un estudio preliminar englobado en la tesis de forma adicional a los estudios de las secuencias de Apnia y Korkhi.

7.1. MINERALES MAGNÉTICOS

7.1.1. Magnetismo de rocas

Se han realizado diferentes experimentos de magnetismo de rocas en la secuencia de Dashbashi con el objetivo de determinar los minerales portadores de la magnetización remanente, su estabilidad térmica y tamaño de grano. Además, la información obtenida nos ha permitido realizar la preselección de muestras para las determinaciones de paleointensidad. Se trata de los análisis y procedimientos descritos en el apartado 3.3.1.: curvas de adquisición de magnetización remanente isoterma (IRM), curvas de back-field, curvas de histéresis y curvas termomagnéticas (Ms-T). En el caso de esta secuencia las medidas se realizaron en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), ahora Servicio Arqueomagnético Nacional, del Instituto de Geofísica-Unidad Michoacán (IGUM), UNAM (México), con una balanza de translación de campo variable (variable field translation balance, VFTB) (ver Fig. 3.6. del apartado 3.3.1.). Para la realización de los experimentos se tomó una muestra de cada colada de lava.

Las curvas de adquisición progresiva de la magnetización remanente isoterma (IRM) permiten observar que las muestras adquieren entre el 80 y el 96% de la IRM de saturación (SIRM) con un campo magnético aplicado de 200 mT. Estos resultados señalan que las principales fases portadoras de la remanencia son minerales ferrimagnéticos de baja coercitividad (Fig. 7.2. y Tabla 7.1.).

Las relaciones de los parámetros de histéresis (M_{RS}/M_S frente a B_{CR}/B_C) para cada muestra analizada, se han representado en un diagrama de Day (Day et al. 1977; Dunlop 2002). En general, los resultados se sitúan en el campo correspondiente al comportamiento pseudo-monodominio (PSD) (Fig. 7.1., 7.2. y Tabla 7.1.). Este resultado puede explicarse como una mezcla de granos monodominio (SD) y multidominio (MD). Se puede observar que algunos de ellos muestran una tendencia cercana a la curva de mezcla SD + SP (superparamagnético) y que las muestras correspondientes a las coladas DB07 y DB13 se sitúan a una mayor distancia de la región SD, y de hecho DB13 está del

área MD. Sin embargo, este tipo de análisis solo permite extraer conclusiones de carácter general, indicando una tendencia hacia la presencia de una mayor o menor proporción de cada tipo de grano. Recientemente, Roberts et al. (2018) han demostrado que los diagramas de Day no permiten una interpretación simple y directa del estado del dominios de una muestra debido a las distintas variables que influyen en los valores de la curva de histéresis. Previamente, Goguitchaichvili et al. (2001d) también advierten de las limitaciones del uso del diagrama de Day. En este trabajo se observa que la relación entre las ratios de magnetización vs. las de coercitividad no proporciona la suficiente resolución para diferenciar la mezcla de tamaños de grano de las asociaciones de minerales magnéticos, presentes en la mayoría de las rocas en la naturaleza.

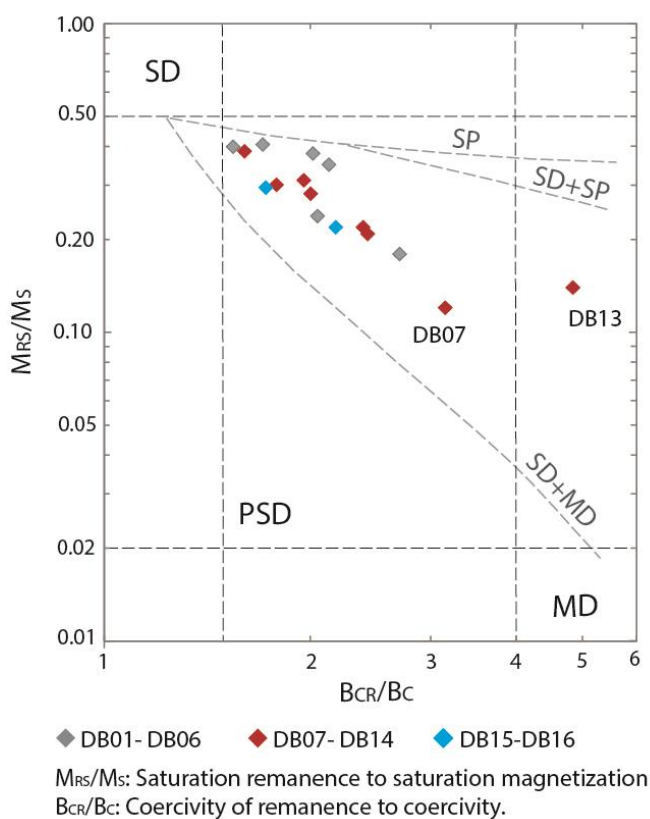


Figura 7.1. Diagrama de Day (Day et al., 1977; Dunlop, 2002) de los parámetros de los ciclos de histéresis y curvas de back-field realizados en la secuencia de Dashbasi.

A partir de la evolución observada en las curvas M_s - T y las temperaturas de Curie (T_c) determinadas, se han diferenciado tres tipos de comportamiento (Fig.7.1. y Tabla 7.2.):

- Tipo H: Comportamiento reversible y una única fase ferromagnética de alta temperatura con T_c en torno a 580 °C, la cual corresponde a magnetita o titanomagnetita con bajo contenido en titanio. Se considera un comportamiento reversible cuando la diferencia entre el valor de magnetización, a temperatura ambiente, de las curvas de calentamiento y enfriamiento es menor al $\pm 15\%$ del mayor valor de magnetización alcanzado a esta temperatura y las fases minerales son las mismas en ambas curvas. Un comportamiento reversible indica que las muestras van a ser lo suficiente estables y que no se van a generar nuevas fases minerales durante los protocolos de calentamiento-enfriamiento bajo un determinado campo magnético, realizados en los experimentos de paleointensidad.

- Tipo H*: Similar a las de tipo H, pero con un comportamiento menos reversible. La diferencia entre el valor de magnetización de las curvas de enfriamiento y calentamiento es mayor (no llega al 40%). Presenta las mismas fases minerales en ambas curvas.
- Tipo M: Comportamiento irreversible y dos fases ferromagnéticas en una de las dos curvas mientras que la otra, ya sea la de calentamiento o la de enfriamiento, muestra una sola fase. La fase presente en ambas curvas es similar a la observada en las curvas tipo H y H*. La segunda fase muestra una T_C media de entre 400 y 500 °C y se interpreta como titanomagnetita/titanomaghemita con menor contenido en titanio. Este comportamiento solo se ha observado en las muestras DB15-05C y DB16-09B (Ver Fig. 7.2. y Tabla 7.1.).

Las coladas de lava que muestran curvas Ms-T de tipo H y H* pueden ser apropiadas para la realización de las determinaciones de paleointensidad. Durante estos experimentos, los especímenes son sometidos a numerosos calentamientos bajo un campo aplicado o sin campo, por lo que es necesaria una alta estabilidad termomagnética.

Sample	T (°C)	Rate (°C/min)	M_{RS}/M_S	B_{CR}/B_C	S-200	σ_{HYS}	Ms-T curve	T_{CH1} (°C)	T_{CH2} (°C)	T_{CC1} (°C)	T_{CC2} (°C)
DB01-05C	600	10	0.24	2.04	0.92	-0.89	H	555		555	
DB02-05C	600	10	0.18	2.70	0.88	-0.75	H	560		560	
DB03-05C	600	10	0.38	2.01	0.83	-0.55	H*	570		570	
DB04-05C	600	10	0.41	1.70	0.94	-0.57	H*	580		550	
DB05-05C	600	10	0.40	1.54	0.95	-0.85	H*	575		560	
DB06-05C	600	10	0.35	2.12	0.91	-0.69	H	590		590	
DB07-05C	600	10	0.12	3.14	0.95	-0.81	H*	535		525	
DB08-05C	600	10	0.28	2.00	0.93	-0.70	H*	600		600	
BD09-05C	600	10	0.39	1.59	0.96	-0.83	H	570		570	
DB10-05C	600	10	0.21	2.41	0.91	-0.88	H	570		565	
DB11-05C	600	10	0.30	1.78	0.91	-0.83	H*	575		575	
DB12-05C	600	10	0.31	1.95	0.88	-0.85	H*	575		575	
DB13-05C	600	10	0.14	4.84	0.80	-0.43	H	540		525	
DB14-05C	600	10	0.22	2.38	0.96	-0.79	H	530		530	
DB15-05C	600	10	0.22	2.17	0.95	-0.89	M	545	370	540	
DB16-05C	600	10	0.30	1.72	0.93	-0.94	H*	550		545	
DB16-09B	700	20	0.09	2.67	0.83	-0.64	M	570		565	425

Tabla 7.1. Parámetros característicos de los análisis de magnetismo de rocas realizados sobre la secuencia de Dashbashi. Sample: colada, testigo y muestra. T: temperatura máxima alcanzada en las curvas Ms-T. Rate: velocidad de calentamiento y enfriamiento en las curvas Ms-T. M_{RS}/M_S : relación de magnetización de saturación remanente y magnetización de saturación. B_{CR}/B_C : campo coercitivo de remanencia y campo coercitivo. S-200: porcentaje de magnetización saturada a 200 mT en las curvas de adquisición de la IRM. σ_{HYS} : Parámetro de forma de los ciclos de histéresis. Ms-T curve: tipo de curva Ms-T (ver texto). T_{CH1} : temperatura de Curie (T_C) obtenida de la curva de calentamiento Ms-T. T_{CH2} : segunda T_C obtenida en la curva de calentamiento Ms-T. T_{CC1} : T_C obtenido en la curva de enfriamiento Ms-T. T_{CC2} : segunda T_C obtenida en la curva de enfriamiento Ms-T.

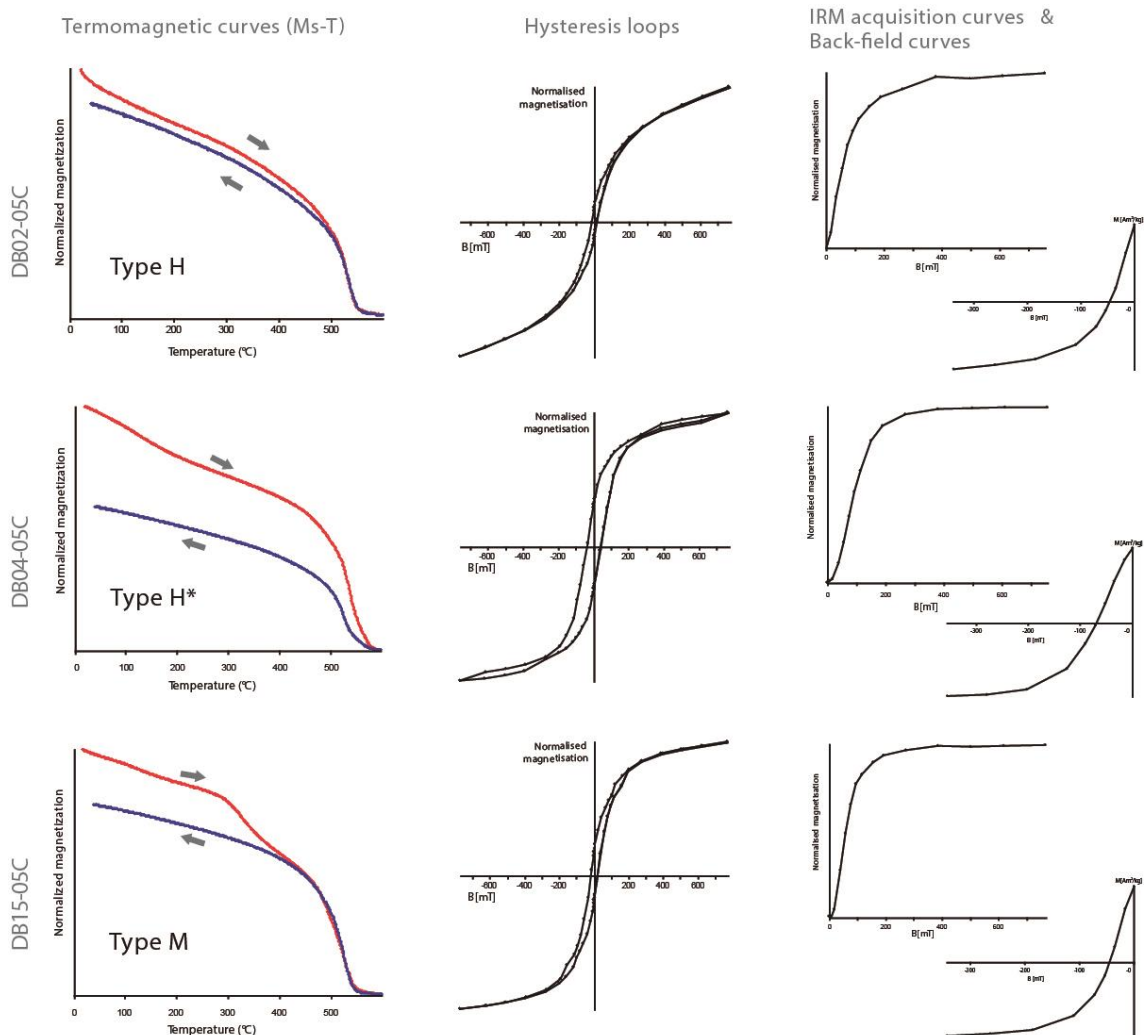


Figura 7.2. Resultados de los experimentos de magnetismo de rocas realizados en la secuencia de Dashbashi. Ejemplos de cada tipo de comportamiento observado en las curvas termomagnéticas (Ms-T), ciclos de histéresis, curvas de adquisición de la IRM y curvas de back-field.

7.1.2. Análisis de láminas delgadas pulidas

Los análisis de láminas delgadas pulidas permiten realizar una descripción petrográfica de los minerales portadores de la magnetización, en este caso titanomagnetitas con diferente contenido en titanio (apartado 7.1.1.). Propiedades como textura, morfología, distribución y tamaño de grano nos ayudan a determinar con mayor precisión la naturaleza de estos minerales. Además, los procesos que ocurren en las magnetitas durante su formación o posteriormente, como por ejemplo la oxidación, producen características que solo pueden ser observadas a través del microscopio y que nos proporcionan información sobre el origen de la magnetización. Esta información complementa los datos obtenidos de los experimentos de magnetismo de rocas, y contribuye la preselección de muestras para las determinaciones de paleointensidad.

Los análisis de microscopía óptica de luz reflejada se realizaron en el Laboratoire Experimental de Paleomagnetisme et Magnetisme des Roches, Géosciences Montpellier (Université de Montpellier, Francia). Se trata de un análisis previo al realizado con el microscopio electrónico de barrido (SEM), que permite identificar la naturaleza de los

minerales magnéticos y estudiar el tipo de oxidación y de exoluciones que presentan (Haggerty, 1991). De esta forma, se obtiene una base sobre la que trabajar con el SEM para obtener análisis composicionales e imágenes retro-dispersadas de los tipos de granos y procesos concretos. Preliminarmente también se realizó un análisis petrológico mediante microscopía óptica de luz transmitida (y reflejada) en el departamento de Geodinámica de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Bilbao. La preparación de las láminas y los análisis mediante SEM se realizaron en el Servicio de Microscopia Electrónica y Microanálisis de Materiales de la UPV/EHU. Se puede encontrar más información sobre la metodología usada en el apartado 3.3.1.

Se seleccionaron tres muestras de la secuencia de Dashbashi intentando cubrir los tipos de comportamientos termomagnéticos observados en las curvas Ms-T: DB04-05BI, tipo H*; DB10-05BI, tipo H y DB16-09BI, tipo M.

La muestra DB04-05BI es una roca holocristalina con textura microporfídica microlítica fluidal, compuesta por microlitos de plagioclasa y cristales subredondeados de olivino de mayor tamaño. Los olivinos presentan bordes alterados a iddingsita. En cuanto a los opacos, en la matriz de la roca aparecen cristales esqueléticos cruciformes con tamaños en torno a los 0,05 mm (Fig.7.3., 7.4. y 7.7.), algunos como crecimientos epitaxiales sobre cristales de olivino. En la matriz también aparecen, aunque en menor proporción, opacos esqueléticos de hábito acicular. Además, se observa una familia de opacos idiomorfos generalmente incluidos dentro de los cristales de olivino, que presentan una menor reflectividad y tienen un color gris oscuro. Combinando los espectros de rayos X y las observaciones cristalográficas del EBSD se ha identificado a los cristales cruciformes como titanomagnetitas, que en alguna ocasión contienen alguna banda de exolución de ilmenita de tipo trellis. Las oxi-exoluciones observadas corresponden con el estadio C2 de oxidación de Haggerty (1976). Por su parte, los cristales aciculares dispersos por la matriz han resultado ser ilmenitas, mientras que los cristales idiomorfos incluidos en los olivinos son cromitas con aluminio y magnesio. Varios de los cristales opacos de pequeño tamaño, menos de 2 μm , que aparecen como crecimientos epitaxiales sobre cristales de olivino han sido indexados por el detector EBSD (electron backscatter diffraction) como titanomaghemitas, aunque los espectros eran de mala calidad por lo que podrían ser titanomagnetitas.

La muestra DB10-05BI es una roca holocristalina con textura microlítica fluidal, compuesta por microlitos de plagioclasa y cristales subredondeados de olivino muy alterados. Rellenando los huecos intracrystalinos hay cristales de clinopiroxeno (diópsido). La roca tiene abundantes vacuolas rellenas con crecimientos concéntricos de calcita. En esta muestra predominan los opacos con hábito subhedral y son frecuentes los cristales esqueléticos, llegando a alcanzar los 0,075 mm (Fig.7.3., 7.5. y 7.7.). También aparecen opacos de hábito acicular. Los grandes cristales subhedrales son de titanomagnetitas pobres en titanio y muestran exoluciones de ilmenita de tipo trellis y tipo sándwich (Fig. 7.5.). En este caso, las oxi-exoluciones observadas se corresponden con el estadio C4 de oxidación de Haggerty (1976) ya que algunas lamelas de ilmenita se han transformado en finas lamelas de rutilo e ilmenita rica en hierro.

La muestra DB16-09BI es una roca afanítica criptocristalina con una textura microlítica fluidal. La roca está compuesta principalmente por microlitos de plagioclasa con algún cristal microporfídico de piroxeno y parches de calcita relleno de huecos

irregulares. Los opacos son muy pequeños. Los más grandes alcanzan los 0,025 mm, pero la mayoría no llegan ni a la mitad de ese tamaño. Predominan los cristales de hábito subhedral, parcialmente esqueléticos. Los análisis efectuados permiten identificar a estos opacos como magnetitas (Fig.7.3., 7.6. y 7.7.). En el caso de los escasos opacos idiomorfos de mayor tamaño presentes en la roca, se observa cómo los bordes de estas magnetitas se encuentran afectados por fracturas debidas a maghemitización. La maghemitización es un producto de la oxidación a baja temperatura (<300°C).

Según Haggerty (1991) los intercrecimientos (o también llamados exoluciones) de ilmenita generados en los cristales de titanomagnetita, se corresponden con los estadios texturales C1 a C3 de oxidación a alta temperatura (> 600 °C). Con frecuencia en los basaltos, se puede producir una disolución de ilmenita y magnetita por oxidación cuando la roca se encuentra por encima de la T_c de estos minerales, en el momento de su formación. El proceso indica que la TRM es original y que se ha registrado en ese momento.

El proceso de exolución que genera los intercrecimientos de ilmenita en titanomagnetitas, permite verificar una adquisición de la remanencia a alta temperatura, adecuada para los experimentos de determinación de la paleointensidad. Por otro lado, genera granos de titanomagnetita de hasta 100 veces más pequeños que el grano original, proporcionando granos monodominio, los cuales son necesarios para estos experimentos. La maghemitization observada es un proceso de oxidación a baja temperatura producido en etapas posteriores en las cuales la lava se está enfriando o ya está fría. Dicho proceso se relaciona probablemente con una magnetización secundaria que puede difuminar la dirección y la determinación de intensidad, lo que conduce a descartar estas muestras para tales experimentos.

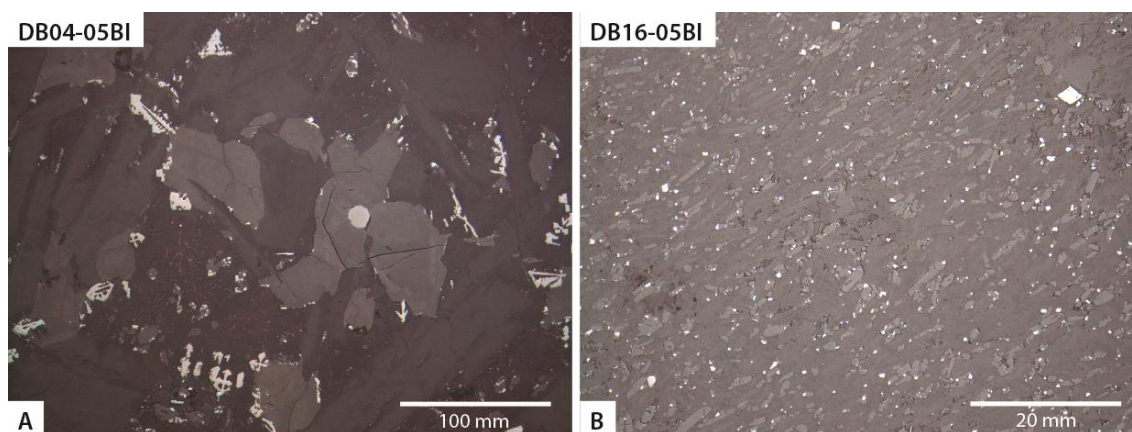


Figura 7.3. Imágenes tomadas con el microscopio óptico de luz reflejada en el Depto. de Geodinámica de la Universidad del País Vasco (UPV/EHU), Bilbao. A: vista general de la distribución de los opacos. Predominan los cristales de titanomagnetita esqueléticos con hábitos cruciformes. Hacia el centro-derecha de la imagen se ve un cristal idiomorfo de cromita, con un color gris más oscuro, incluido en un cristal de olivino. B: Vista general de los opacos. Se puede apreciar el pequeño tamaño que presentan los cristales de magnetita.

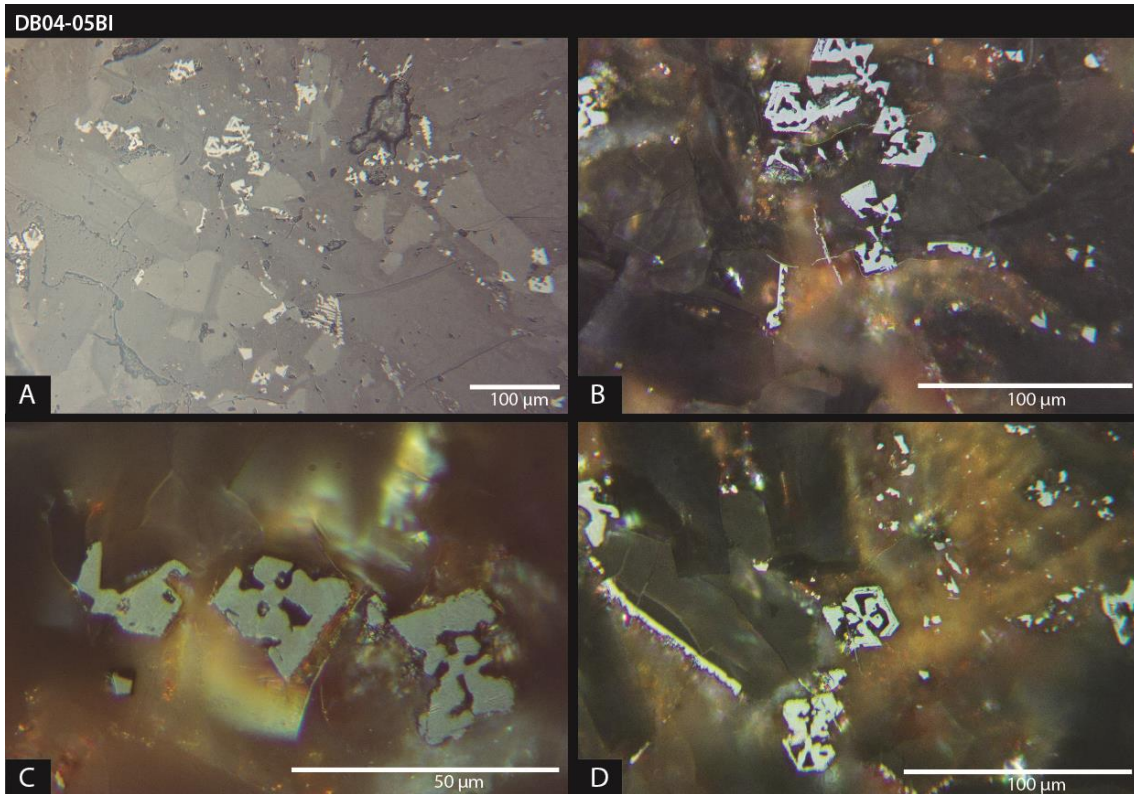


Figura 7.4. Imágenes tomadas con el microscopio óptico de luz reflejada en Géosciences (Univ. de Montpellier, France) en la muestra DB04-05BI. A: Vista general de los numerosos cristales esqueléticos y cruciformes presentes en la lámina. B, C y D: Detalle de algunos de estos cristales.

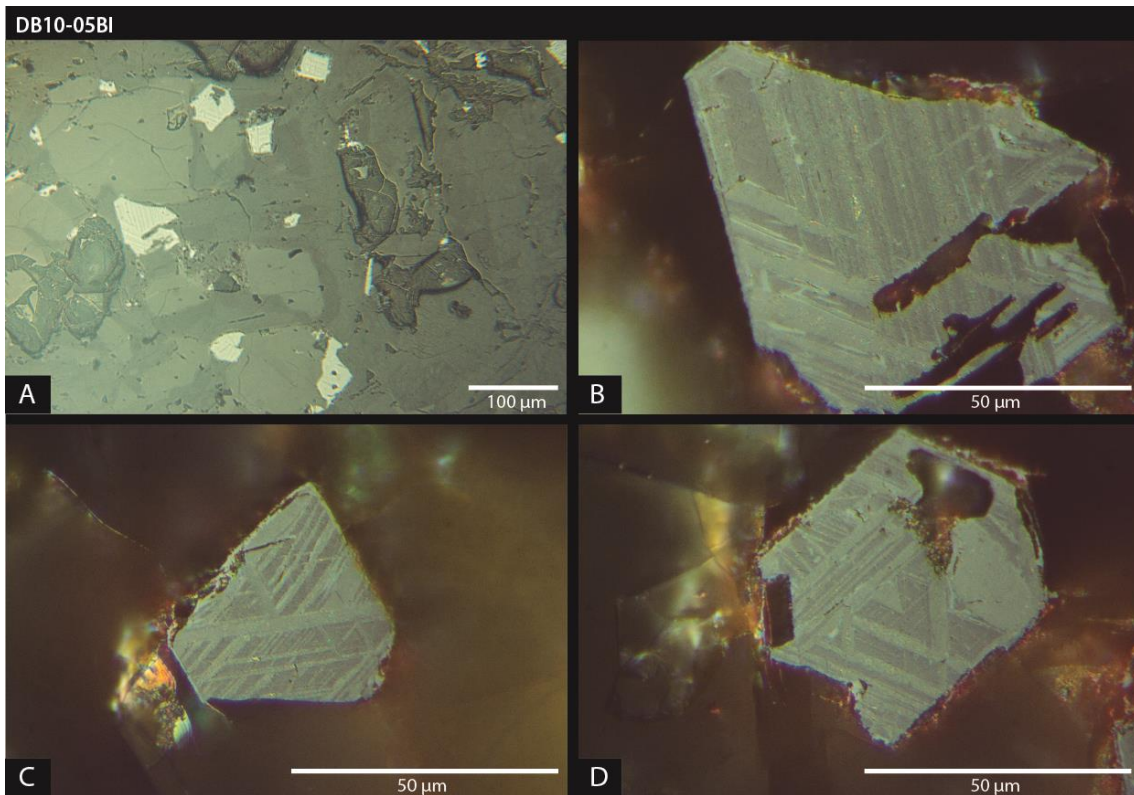


Figura 7.5. Imágenes tomadas con el microscopio óptico de luz reflejada en Géosciences (Univ. de Montpellier, France) en la muestra DB10-05BI. Vista general (A) y de detalle (B, C y D) de varios cristales subhedrales de magnetita con numerosas exoluciones de ilmenita tipo trellis.

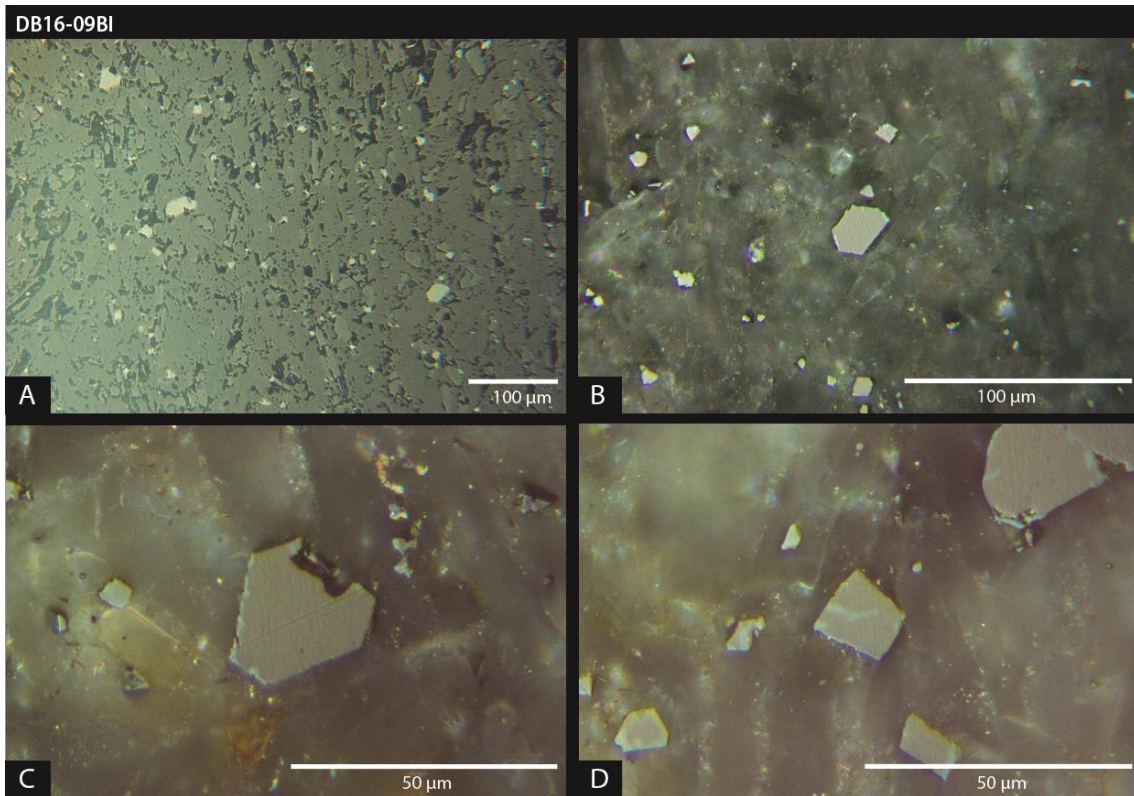


Figura 7.6. Imágenes tomadas con el microscopio óptico de luz reflejada en Géosciences (Univ. de Montpellier, France) en la muestra DB16-09BI. Vista general (A) y de detalle (B, C y D) de cristales de magnetita de muy pequeño tamaño. En las imágenes de detalle se puede apreciar maghemitization en los bordes.

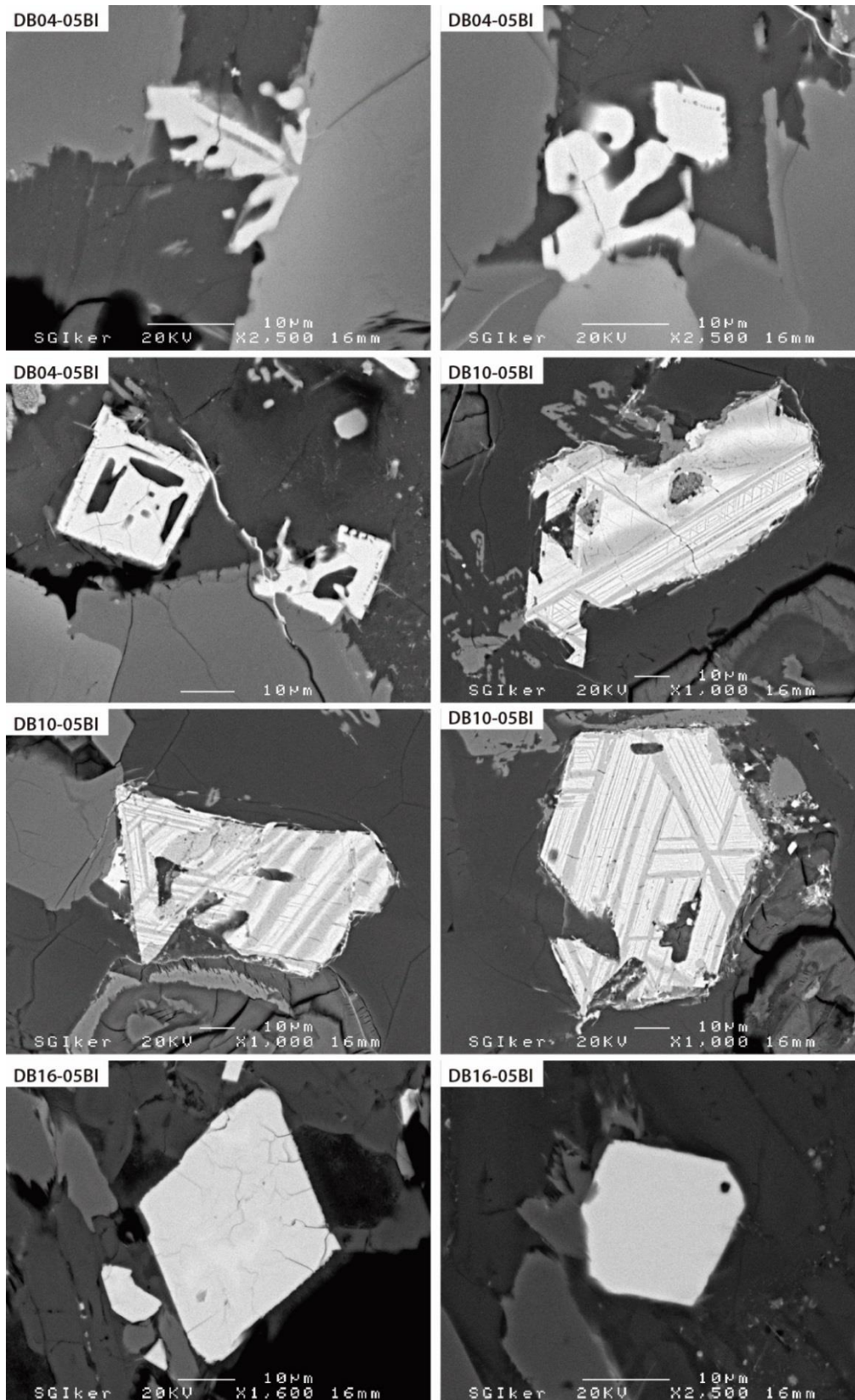


Figura 7.7. Imágenes tomadas con el microscopio electrónico de barrido (SEM) en el Servicio de Microscopia Electrónica y Microanálisis de Materiales de la UPV/EHU. Para las tres laminas analizadas se muestran los tipos de cristales más abundantes. DB04-05BI: cristales esqueléticos y cruciformes. DB10-05BI: cristales subhedrales de magnetita con numerosas exoluciones de ilmenita tipo trellis. DB16-09BI: cristales de magnetita de muy pequeño tamaño con maghemitization en los bordes.

7.2. DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS

Mediante la realización de desmagnetizaciones térmicas (TH) y por campo alternos (AF) (ver apartado 3.4.) se han obtenido las direcciones paleomagnéticas registradas en cada colada de lava. Esta información nos permite conocer la localización del polo geomagnético virtual (VGP, virtual geomagnetic pole) y establecer una evolución del comportamiento del CMT en el registro proporcionado por la secuencia.

Se llevaron a cabo una media de ocho desmagnetizaciones por colada de lava, cuatro mediante TH y cuatro mediante AF. En total se obtuvieron 64 desmagnetizaciones TH y 71 AF. Los experimentos se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Burgos (UBU). En la mayoría de las coladas, las medidas presentan una sola componente paleomagnética principal, aunque en todas ellas se pudo observar una componente viscosa de dirección actual, que se elimina fácilmente con campos débiles (~10 mT) o bajas temperaturas (~250 °C) (Fig.7.8.). En algunas muestras correspondientes a las coladas DB03 y DB06, se observó una segunda componente paleomagnética que pudo aislarse de la componente principal de forma sencilla.

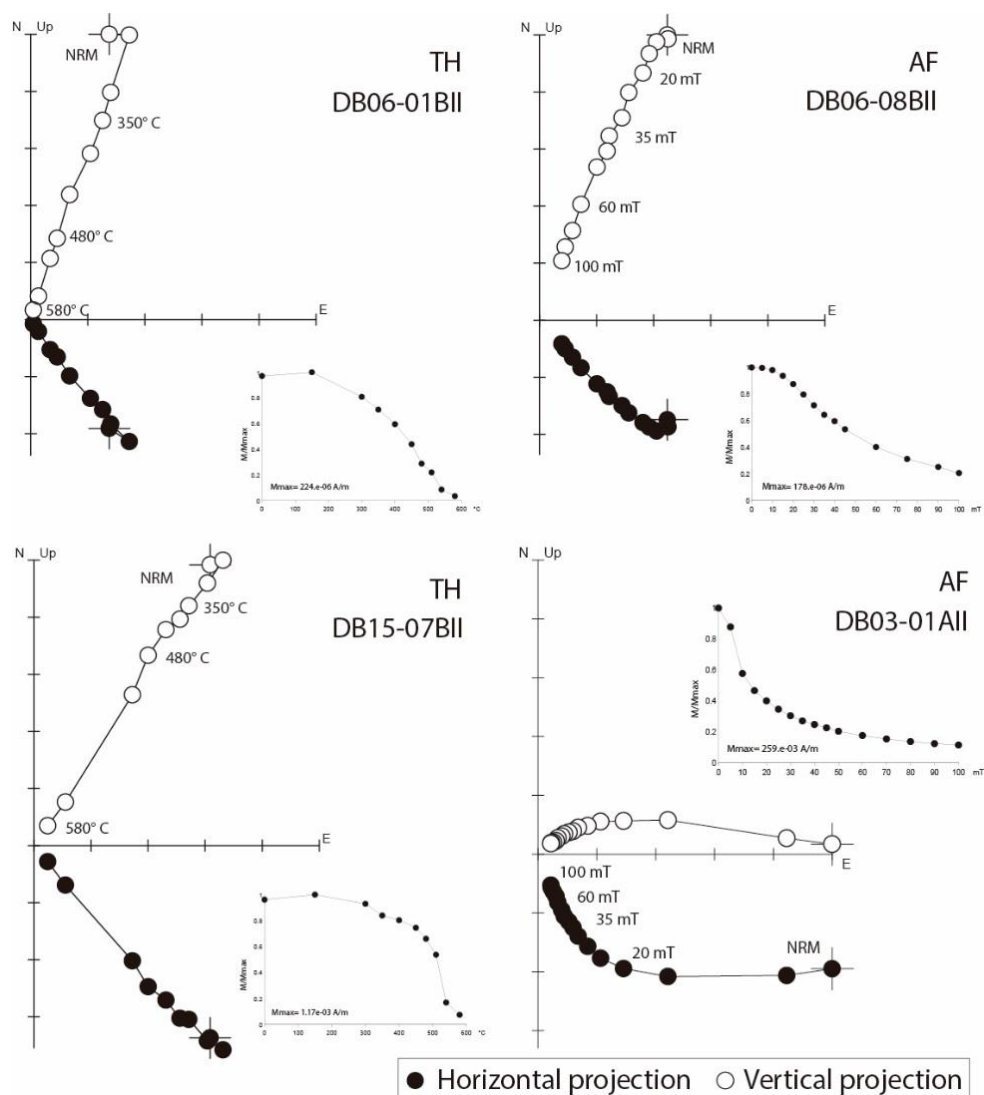


Figura 7.8. Ejemplos de gráficos ortogonales Zijderveld de desmagnetización térmica (TH) y por campos alternos (AF).

Para calcular la dirección paleomagnética media (ChRM) en cada colada de lava, se utilizaron las direcciones obtenidas de los experimentos de desmagnetización de entre seis y diez muestras, con la excepción de DB03-B, que fue muestreada como una sola colada junto a DB03-A. En general, las componentes paleomagnéticas mostraron una baja dispersión en la mayoría de las coladas (Tabla. 7.2. y Fig.7.9.). Los análisis fueron realizados con el programa Remasoft 3.0 (Agico) (Chadima y Hroudá, 2006).

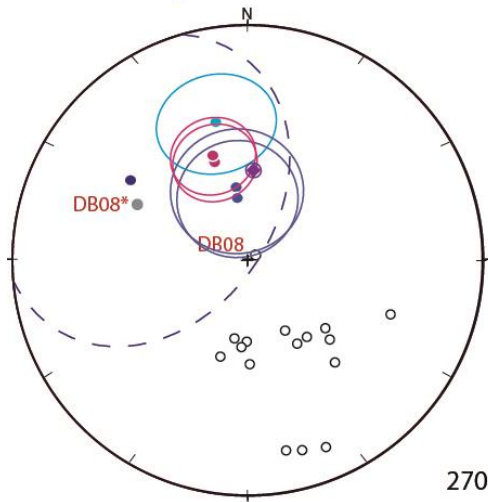
En general, las direcciones paleomagnéticas de cada espécimen utilizadas en la media por colada, se calcularon mediante análisis de componentes principales (PCA, principal component analysis) excepto en el caso de una de las coladas de lava. Dos de los datos paleomagnéticos de las colada DB03-A se obtuvieron mediante análisis de círculos mayores (GCA, great circle analysis). En tal caso, la dirección media de la colada se calculó combinando tres direcciones determinadas por PCA y los círculos mayores obtenidos. Por otra parte, los resultados en la colada DB04 muestran una alta dispersión, por lo que se han considerado no coherentes (Tabla 7.2.). Por último, la colada DB08 muestra componentes paleomagnéticas que se agrupan en dos direcciones preferentes diferentes por lo que se han tenido en cuenta ambos resultados (DB08 y DB08*). En general, las direcciones obtenidas muestran declinación sur e inclinación negativa, con una alta variabilidad.

Site	K-Ar age (Ma)	n	ChRM					VGP					
			N (TH+AF)	Dec	Inc	k	α_{95} (°)	ϕ (°N)	λ (°E)	Dp	Dm	P	
DB16		10	9 (5+4)	110.7	-35.1	51.9	7.2	-28.0	135.9	8.4	6.6	R	low ϕ
DB15		7	6 (2+4)	139.4	-42.2	53.8	9.2	-52.3	119.9	10.7	9.3	R	low ϕ
mean			2	124.3	-39.5	24.1	53.3	-40.0	129.6	38.3	63.9		
DB14		8	8 (4+4)	178.7	-53.5	222.4	3.7	-82.4	52.3	4.3	4.7	R	
DB13		8	8 (4+4)	184.0	-59.6	26.5	11.0	-86.8	333.7	12.8	16.3	R	
DB12		8	8 (4+4)	195.7	-54.9	108.2	5.3	-76.3	335.7	6.2	6.9	R	
DB11		7	7 (3+4)	149.2	-56.0	358.5	3.2	-65.7	132.4	3.7	4.3	R	
DB10		10	10 (5+5)	133.9	-49.7	92.4	5.1	-51.6	132.6	5.9	5.9	R	low ϕ
DB09		8	8 (4+4)	142.2	-56.0	63.7	7.0	-60.5	136.9	8.1	9.4	R	
DB08*		8	4 (3+1)	20.2	-87.2	104.8	9.0	-36.3	221.7	10.4	137.8	R	low ϕ
DB08		8	4 (3+1)	297.1	-48.5	37.0	15.3	-1.7	275.0	17.8	17.3	T	
DB07	2.45±0.25	8	8 (4+4)	131.3	-53.7	471.8	2.8	-51.4	139.5	3.3	3.5	R	low ϕ
08* mean			8	157.7	-61.5	19.1	13.0	-73.5	145.3	15.1	20.4		
08 mean			7	158.2	-57.2	28.9	11.4	-72.9	128.5	12.1	16.6		
DB06		8	8 (4+4)	151.8	-62.2	59.0	7.3	-69.2	148.9	8.5	11.7	R	
DB05		8	8 (4+4)	180.5	-61.6	62.7	7.0	-88.8	241.5	8.1	11.0	R	
DB04		11	Non-coherent results - high dispersion										
DB03-B		3	3 (1+2)	189.4	-62.4	133.3	10.7	-82.8	293.8	12.4	17.3	R	
DB03-A	3.25±0.25	8	5 (0+5)	158.8	-12.8	269.4	5.0	-50.2	78.2	5.8	3.8	R	low ϕ
DB02		8	8 (4+4)	163.9	-16.9	98.5	5.6	-54.1	72.0	6.5	4.4	R	low ϕ
DB01		8	8 (4+4)	168.5	-18.4	91.0	5.8	-56.3	64.9	6.7	4.6	R	low ϕ
mean			6	166.6	-39.9	9.5	22.9	-68.0	79.0	26.6	22.3		
08* sequence mean			16	156.8	-51.6	11.9	10.6	-69.3	114.7	9.8	14.4		
08 sequence mean			15	157.0	-48.9	12.1	11.5	-68.0	109.1	12.8	12.6		

Tabla 7.2. Resultados paleomagnéticos. Site: Nombre de la colada de lava. K-Ar age: Edades radioisotópicas tomadas de Lebedev et al., (2008). n: número total de especímenes desmagnetizados por colada de lava. N: Número de especímenes utilizados en el cálculo de la dirección paleomagnética media por colada. TH: desmagnetización térmica. AF: desmagnetización por campos alternos. ChRM: dirección de magnetización remanente característica media de cada colada. Dec: Declinación magnética. Inc: Inclinación magnética. α_{95} : radio del cono de confianza del 95% de probabilidad de la dirección media. k: parámetro de precisión. VGP: Polo geomagnético virtual medio de cada colada. ϕ : Latitud VGP. λ : Longitud VGP. Dp: límite de la elipse de confianza del VGP sobre el paralelo (latitud). Dm: límite de la elipse de confianza del VGP sobre el meridiano. Mean: valores medios por tramo de la secuencia o de la secuencia completa. P: Polaridad inversa (R) o transicional (T) determinada mediante el método Vandamme (1994). ϕ_{low} : latitudes VGP inferiores a 60°.

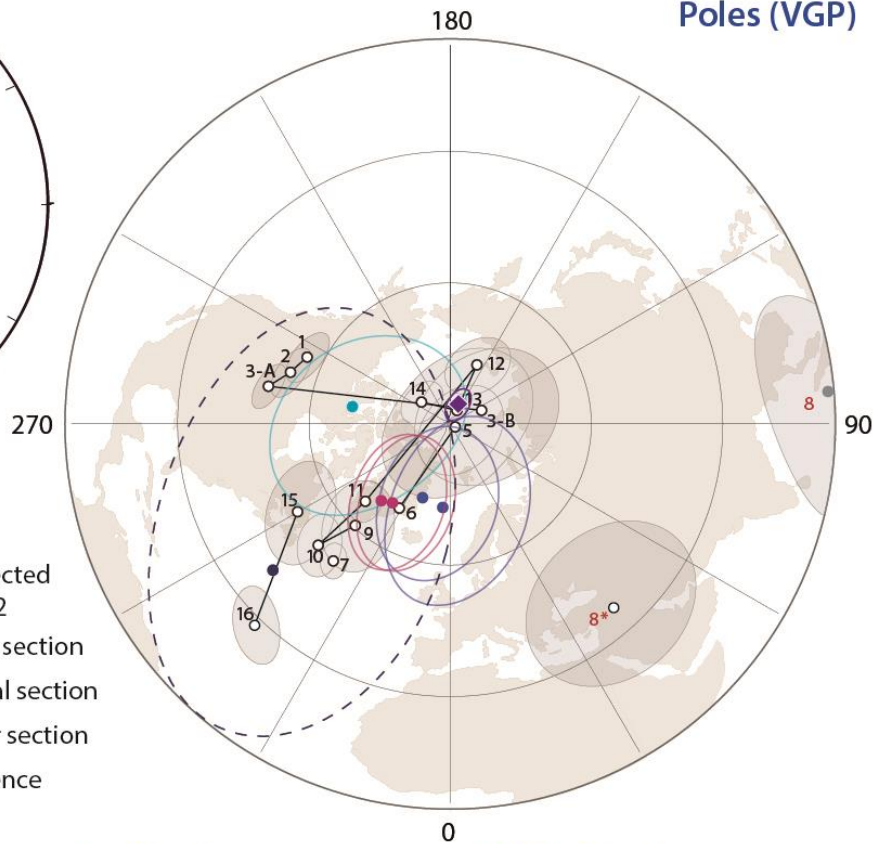
Figura 7.9. (Siguiendo página) Resultados paleomagnéticos de la secuencia de Dashbashi. a) Proyección de igual área de las direcciones paleomagnéticas medias (ChRM) de cada colada de lava. Direcciones medias de cada sección y de toda la secuencia (proyectadas en el hemisferio norte), y la dirección esperada (Besse y Courtillot, 2002), con sus correspondientes α_{95} . B) Proyección de igual área de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) representados sobre el hemisferio norte (se trata de polaridades inversas), junto con las trayectorias que los unen por orden estratigráfico y las elipses de incertidumbre (la colada DB07 no aparece unida en la trayectoria debido a que BD06 pertenece a la sección inferior y DB08 produce dos posibles resultados). VGP medios de cada sección y de toda la secuencia, y el polo esperado (Besse y Courtillot, 2002), también con las elipses de incertidumbre. Programa GMAP2012 (Torsvik y Cocks, 2012; Torsvik y Smethurst, 1998, 1999). c) Declinación e inclinación de las direcciones paleomagnéticas, y la latitud de los VGP, por orden estratigráfico.

a) Paleomagnetic directions

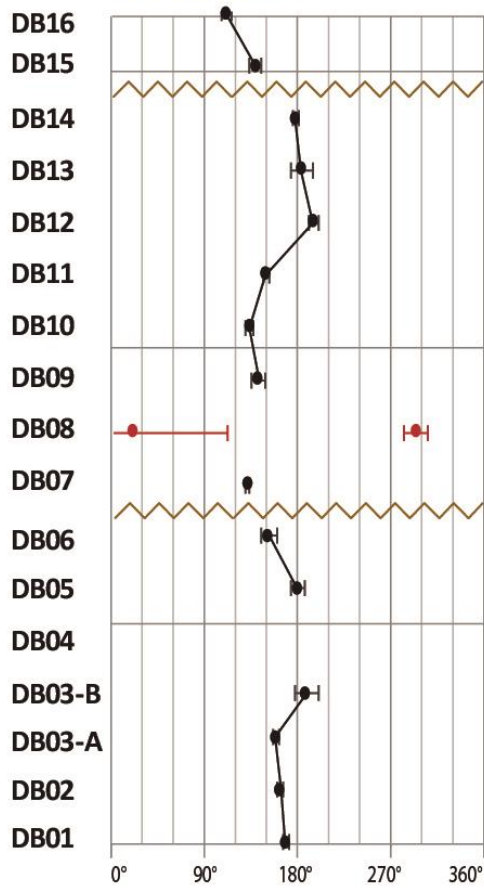


- Reverse direction and VGP
- Transitional direction and VGP
- ◆ 0-5 Ma direction and VGP expected from Besse and Courtillot, 2002
- Mean direction and VGP lower section
- Mean direction and VGP central section
- Mean direction and VGP upper section
- Mean direction and VGP sequence

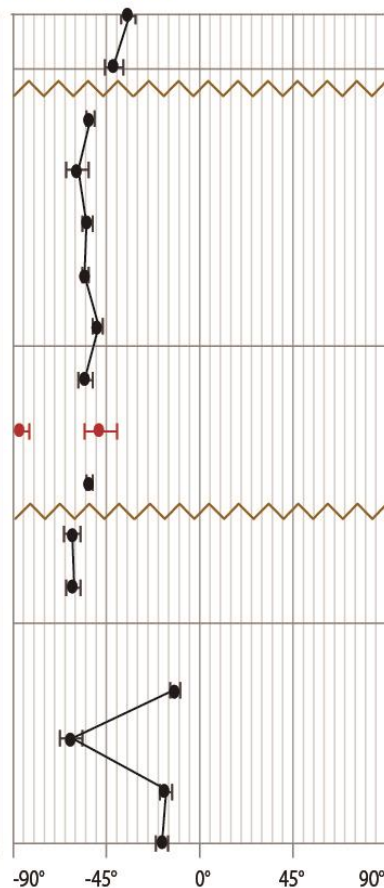
b) Virtual Geomagnetic Poles (VGP)



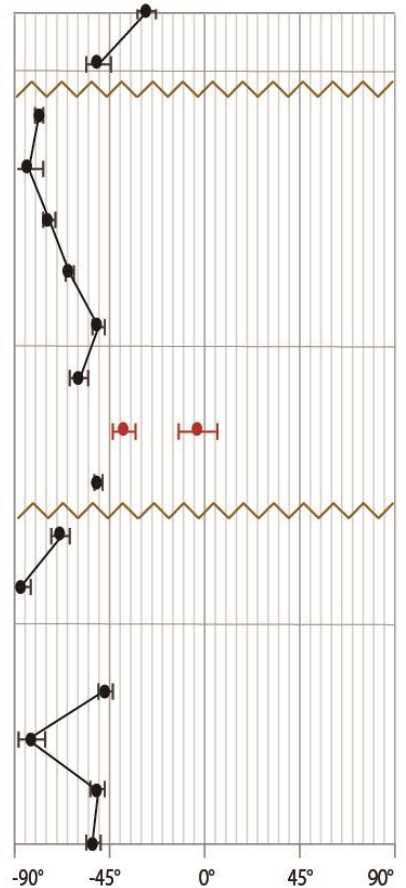
c) Declination



Inclination



VGP latitude



Los polos geomagnéticos virtuales (VGP) se determinaron para todas las direcciones medias (Fig.7.9.), e indican que las polaridades registradas son predominantemente inversas, pero muchas de ellas, intercaladas a lo largo de la secuencia, presentan latitudes bastante bajas que pueden corresponder a registros transicionales. Para determinar si se trata de polaridades intermedias correspondientes a estos momentos de transición del CMT, se utiliza un ángulo de corte por encima del cual son consideradas como una polaridad estable. En la bibliografía, comúnmente se han usado ángulos de corte de 40° (Wilson et al., 1972), 45° (Watkins, 1973) y 60° (e. g. Love, 2000). Se trata de ángulos de corte estáticos, que no tienen en cuenta la variación secular con la latitud (Valet y Herrero-Bervera, 2007). Un grupo de VGP puede tener una baja latitud y tratarse de un comportamiento estable de la PSV, que en ese momento también se sitúa en latitudes bajas. En función del comportamiento de toda la población de VGP analizados, una latitud baja puede no ser diagnóstica de una polaridad transicional. Por ello, el ángulo de corte utilizado en el estudio de esta secuencia, se ha obtenido mediante el método Vandamme (1994), que analiza la distribución de los VGP a partir del cálculo de un valor preciso de la desviación estándar angular (ASD, Angular Standard Deviation) y de la distancia de los VGP al polo de referencia para la edad de las muestras analizadas. Se trata de un ángulo de corte que varía en función de la dispersión angular de la población de VGP. Cada sección de la secuencia se ha analizado por separado debido a la diferencia de edad entre ellas. En la secuencia inferior (DB01-DB06), a pesar de presentar varias coladas con VGP de latitudes inferiores a 60°, ninguna de las polaridades registradas se ha determinado como transicional. El análisis en la secuencia central (DB07-DB14) se ha realizado utilizando los resultados DB08 y DB08*, de la misma colada de lava, por separado. El método Vandamme señala que el resultado DB08 corresponde a una dirección anómala, mientras que DB08* no lo es. El resto de las coladas de baja latitud en esta sección, incluso una de ellas con un VGP de latitud 36°, también son consideradas estables. Por último, la secuencia superior está constituida por tan solo dos coladas de lava, por lo que no se ha aplicado el método Vandamme. Sin embargo, DB16 presenta un VGP de latitud 28°, bastante alejado del polo de referencia para esta edad (λ 172°E, ϕ 86.3°N).

El VGP medio fue calculado para cada sección de la secuencia, al igual que la dirección media, excluyendo el resultado DB08, determinado como anómalo mediante el método Vandamme (Tabla 7.2.). La dirección paleomagnética media de la sección superior presenta una diferencia angular respecto a la central de entre 28.2° y 30°, y la central respecto a la inferior de entre 18.1° y 22.3°, según se tome el resultado DB08 o DB08* para la sección central (Δ en la Tabla 7.3.). Estas diferencias entre secciones no permiten tomar los datos de la secuencia como un solo conjunto. Sin embargo se ha calculado la dirección media para toda la secuencia a modo de ejercicio, y se puede observar que es similar a la obtenida en la sección central.

Para conocer el comportamiento del CMT registrado en cada sección, se han comparado sus medias con la dirección esperada en su rango de edades, recalculada para la localización del sitio, a partir del polo obtenido de la curva sintética de deriva polar aparente (APWP, Apparent Polar Wander Path) de Eurasia para las ventanas de 0-5 Ma (Besse y Courtillot, 2002). La diferencia entre las direcciones esperadas para 0 y 5 Ma es inapreciable, por lo que los cálculos se han realizado con los datos proporcionados por la ventana de 5 Ma. La dirección media obtenida en la secuencia inferior (proyectada en el hemisferio norte) presenta una distancia angular de 21.5° respecto a la esperada

(Tabla 7.3.) (Fig.7.9.). Las dos direcciones medias obtenidas en la sección central, utilizando ambos resultados de la colada número 8 (DB08* y DB08), presentan diferencias angulares respecto a la esperada muy similares, de 13.3° y 13.6° respectivamente. La dirección media de la sección superior es la más alejada de la esperada, con una diferencia angular de 41.7°. Este resultado no se considera significativo debido a que la media de la sección superior está calculada con tan solo dos datos. Debido a que los datos de cada sección tienen como mínimo una diferencia de 800 ka y de 18° a 30° de diferencia angular entre sí, no se ha comparado la dirección media de toda la secuencia respecto a la esperada.

El origen de la diferencia entre las direcciones medias de las diferentes secciones y la esperada y entre ellas mismas, puede tener distintas explicaciones. 1) La región de Djavakheti está afectada por una alta actividad tectónica durante todo el Cenozoico hasta la actualidad. Los movimientos tectónicos han podido provocar diferentes rotaciones del bloque donde se sitúa la secuencia, durante la formación de cada sección de diferente edad. 2) Por otro lado, cada sección puede ser un registro del CMT donde la variación paleosecular (PSV) no está bien promediada, debido al reducido número de datos por sección o a una emisión extremadamente rápida de coladas. 3) Dadas las bajas latitudes de los VGP registrados en todas las secciones, también puede tratarse de registros de un régimen anómalo del CMT. Como puede ser un intervalo dentro de una transición de polaridad o un momento previo o posterior a esta.

Polarity group	N	Dec (°)	Inc (°)	α_{95} (°)	Δ (°)	R \pm	ΔR (°)	F \pm	ΔF (°)
Rotations respect the expected direction:									
Upper section	2	124.3	-39.5	53.3	41.7	-59.5 \pm	48.5	19.0 \pm	37.4
Central section 08*	8	157.7	-61.5	13.0	13.3	-26.1 \pm	21.6	-3.0 \pm	10.3
Central section 08	7	158.2	-57.2	11.4	13.6	-25.6 \pm	16.9	1.3 \pm	9.1
Lower section	6	166.6	-39.9	22.9	21.5	-17.2 \pm	23.6	18.6 \pm	18.0
Expected directions:									
B&C 2002 – 0 Ma		3.0	58.5	3.0					
B&C 2002 – 5 Ma		3.8	58.5	2.6					
Rotations between sections:									
Upper over central 08* section					30.0	33.4 \pm	52.0	-22.0 \pm	38.4
Upper over central 08 section					28.2	33.9 \pm	50.5	17.7 \pm	38.2
Central 08* over lower section					22.3	8.9 \pm	31.5	-21.6 \pm	20.5
Central 08 over lower section					18.1	8.4 \pm	28.5	-17.3 \pm	20.0

Tabla 7.3. Análisis de rotaciones calculadas para las secciones inferior, central y superior, que forman la secuencia de Dashbashi. N: número de direcciones paleomagnéticas que constituyen la media de cada grupo. Dec: declinación magnética. Inc: inclinación magnética. α_{95} : radio del cono de confianza del 95%. Δ : distancia angular de las direcciones medias de cada sección respecto a la esperada y entre sí. R (rotación): ángulo de rotación en torno a un eje vertical. ΔR : error del ángulo de rotación vertical. F (flattening): ángulo de rotación en torno a un eje horizontal. ΔF : error del ángulo de rotación horizontal. Método propuesto por Demarest (1983) para el cálculo de los errores de los valores R y F. Dirección de referencia B&C 2002: (Besse y Courtillot 2002).

Para comprobar si se han producido posibles rotaciones tectónicas, se ha comparado la declinación e inclinación de la dirección paleomagnética media de cada sección (excluyendo DB08 en la sección central) con la dirección esperada (Besse y Courtillot 2002) y entre ellas mismas. Se usó el método propuesto por Demarest (1983) para el cálculo de los errores de rotaciones de eje vertical (R) y eje horizontal (F) (Tab.7.3.) y se obtuvo un valor de error similar a los valores de ambas R y F en todos los casos (Tabla 7.3.), por lo que no se pueden descartar movimientos tectónicos en el bloque que contiene la secuencia. Los análisis no arrojan resultados significativos debido un alto valor de incertidumbre (α_{95}) de las direcciones medias calculadas por sección, a causa del reducido número de direcciones que constituye cada una de ellas.

La interpretación de cada sección como un registro del CMT donde la variación secular no está bien promediada, debido a una emisión extremadamente rápida de coladas, podría estar apoyada en la existencia de grupos direccionales (DG, directional group) entre las direcciones paleomagnéticas obtenidas. Los DG representan un emplazamiento rápido de las coladas que conforman cada uno de ellos y momentos indistinguibles en la dirección del CMT, lo que implica períodos de emisión muy cortos que generan registros del CMT donde la PSV no está promediada. Las direcciones paleomagnéticas de cada sección muestran grandes diferencias entre ellas, son estadísticamente independientes entre sí, y no se pueden dividir en grupos direccionales (DG). El hecho de que las direcciones no se puedan agrupar puede estar causado por dos motivos: una tasa de emisión lenta o cambios rápidos en el CMT.

A partir de los VGP obtenidos, se realizó un análisis preliminar de su dispersión angular (S_B) en las secciones inferior y central, excluyendo el resultado DB08 (polaridad transicional) en la colada número 8 (Fig.7.10). En la sección superior no se puede realizar este tipo de análisis porque solo proporciona dos datos. La dispersión de los VGP se ha calculado con respecto al VGP medio de la secuencia y respecto al polo esperado (Besse y Courtillot ,2002). Ambos resultados, se han comparado con el Modelo G de variación secular en lavas (PSVL, de sus siglas en inglés) (McFadden et al., 1988) calculado con los datos para los últimos 5 Ma de Johnson et al. (2008) y McElhinny y McFadden (1997) para la latitud del sitio (41°) (Fig.7.10). En la sección inferior se obtiene $S_B = 22.9^\circ$ respecto al VGP medio de los datos analizados y $S_B = 29.5^\circ$ respecto al polo esperado. Ambos valores están por encima de la dispersión predicha por el modelo, pero en el caso de S_B respecto al VGP medio, el límite inferior de incertidumbre está dentro de la PSV esperada. La sección central, utilizando DB08, muestra $S_B = 20.3^\circ$ respecto al VGP medio, también con un límite inferior de incertidumbre dentro de la PSV esperada, y $S_B = 29.3^\circ$ respecto al polo esperado. Sin embargo, cuando utilizamos el resultado DB08* en la sección central, los valores de dispersión obtenidos están más alejados de la PSV esperada ($S_B = 27.4^\circ$ respecto al VGP medio y $S_B = 34.4^\circ$ respecto al polo esperado). La mitad de las direcciones paleomagnéticas en cada sección analizada son direcciones anómalas, por su baja latitud VGP. Esta es una limitación a la hora de aplicar el método Vandamme, ya que no permite aislar direcciones transicionales cuando estas presentan una mayor diferencia angular a la esperada, que el resto de las direcciones analizadas.

Recientemente, Cromwell et al. (2018) han propuesto un nuevo modelo de variación secular en lavas para los último 10 Ma (PSV10). En PSV10 se obtiene un rango de dispersión para la latitud 41° ligeramente mayor (16° - 19°) al propuesto por McFadden

et al. (1988) (15°-17°). Dados los resultados de dispersión obtenidos en este estudio, al ser comprados con ambos modelos, muestran una interpretación equivalente.

Los valores de dispersión obtenidos respecto al polo esperado indican una PSV no promediada en el registro. Esto puede ser debido al reducido número de datos por sección. En cuanto a los resultados respecto al polo de los grupos analizados, aunque algunos de ellos presentan límites de incertidumbre compatibles con el modelo, en general son valores altos de dispersión, con una alta incertidumbre, a causa del reducido número de datos y la diferencia entre la direcciones paleomagnéticas dentro de cada sección.

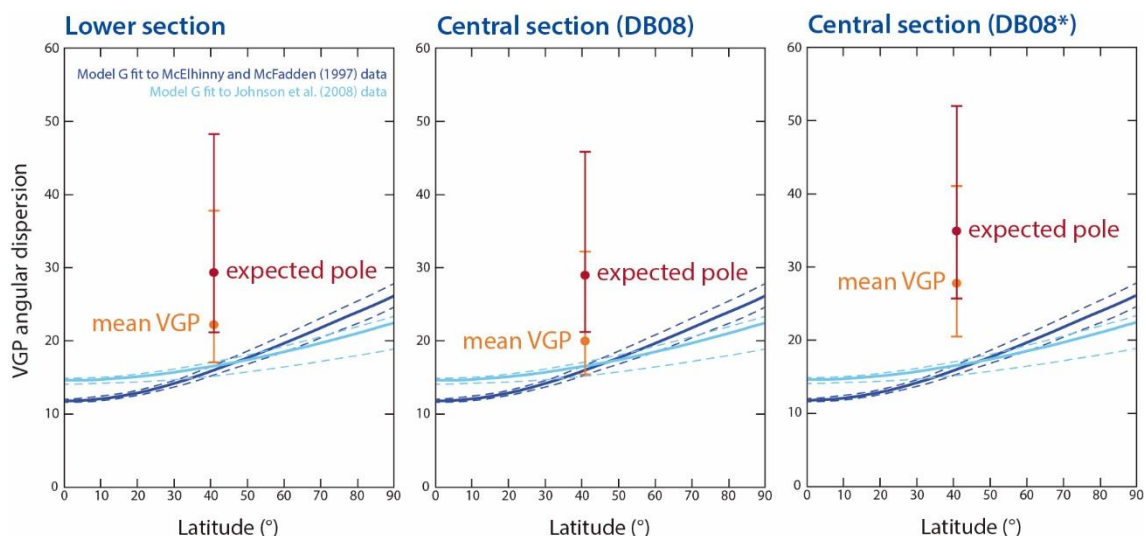


Figura 7.10. Dispersión angular de polos geomagnéticos virtuales (VGP) obtenidos en la secuencia de Dashbashi, respecto al polo de referencia (Besse y Courtillot, 2002) (rojo) y respecto al VGP medio de la secuencia (naranja), representadas sobre la latitud del sitio. Comparación con las curvas obtenidas a partir de los datos de Johnson et al. (2008) y McElhinny y McFadden (1997) para los últimos 5 Ma, representados en el Modelo G de variación paleosecular registrada en lavas (PSVL) de McFadden et al. (1988). Figura modificada de Johnson et al. (2008).

7.3. PALEOINTENSIDADES

En la secuencia de Dashbashi se han realizado determinaciones de la paleointensidad absoluta usando el método multiespécimen de pTRMs diferenciales paralelas (MSP-DB), propuesto por Dekkers y Böhnell (2006), a partir de las observaciones realizadas por Biggin y Poidras (2006) (ver apartado 6.5.2.).

Las muestras sometidas a las determinaciones MSP-DB fueron preseleccionados según los siguientes criterios:

- Curvas termomagnéticas (Ms-T) reversibles (tipos H y H*, ver apartado 3.3.1.).

- Campo destructor medio (MDF, mean destructive field) $\geq 25 \mu\text{T}$. Es el campo que durante la desmagnetización por campos alternos reduce la magnetización inicial a la mitad. Los valores del MDF se tomaron de las desmagnetizaciones por AF realizadas para la obtención de direcciones paleomagnéticas (apartado 3.4.) y de

desmagnetizaciones realizadas sobre muestras no orientadas con un desmagnetizador de AF Molspin Ltd.

- Caída de la magnetización en los experimentos de desmagnetización térmica (apartado 3.4.), posterior a la temperatura seleccionada para llevar a cabo las determinaciones paleointensidad MSP. De esta forma se asegura que se va a disponer de la suficiente magnetización durante las determinaciones MSP.

Los experimentos MSP-DSC fueron realizados en el Laboratorio Interinstitucional de Magnetismo Natural (LIMNA), Instituto de Geofísica-Unidad Michoacán (IGUM), de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). La temperatura seleccionada para llevar a cabo los ciclos de calentamiento-enfriamiento fue de 450 °C. A esta temperatura se sustituye una cantidad de magnetización adecuada para que los resultados de las determinaciones de paleointensidad puedan ser significativos, según la caída de intensidad observada en las desmagnetizaciones térmicas realizadas para obtener las direcciones paleomagnéticas. Además, las curvas termomagnéticas (Ms-T) señalan que a esta temperatura no se producen alteraciones magneto-químicas. El campo de laboratorio B_{lab} se aplicó a intervalos de 5 o 10 μ T, hasta alcanzar un máximo de 80 μ T, sobre 7 especímenes pertenecientes a un mismo testigo, cada uno de ellos pertenecientes a diferentes coladas de lava. Los intervalos de B_{lab} se aplicaron en función de los resultados que se iban obteniendo durante el protocolo. Esto quiere decir, que tras realizar los dos primeros pasos de con B_{lab} intermedios (20 μ T y 30 μ T, por ejemplo), según los resultados se seleccionaba el siguiente valor de B_{lab} a aplicar, 5 μ T o 10 μ T por encima o por debajo de los empleados con anterioridad. Los especímenes se prepararon tomando pequeños fragmentos irregulares de muestras estándar y fabricando unas pastillas de sal de tamaño muestra-estándar (apartado 3.5.2.). Las muestras se orientaron, de forma independiente, con su TRM paralela al eje z del horno usando una bandeja especial con portamuestras móviles. El desmagnetizador térmico usado fue un horno de doble cámara TD48-DC (ASC) y las medidas se realizaron con un magnetómetro spinner JR-6 (AGICO). Para la interpretación de los resultados se utilizó el programa MultiSpecimen Paleointensity 1.5. (versión online: http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/).

Se realizaron un total de 11 determinaciones MSP-DB en 11 coladas de lava diferentes, del total de 17 que constituyen la secuencia de Dashbashi. Para interpretar las determinaciones MSP-DB también es necesario utilizar una serie de criterios de selección que evalúen su calidad y fiabilidad (apartado 3.5.2. y Tabla 7.4.). Estos criterios se pueden dividir en dos grupos:

- A) Criterios aplicados a cada punto espécimen- B_{lab} de la regresión lineal, proporcionado por cada espécimen, al que se ha aplicado un campo de laboratorio B_{lab} diferente.

Los puntos denominado aquí como "puntos espécimen- B_{lab} " se obtienen de la representación del ratio QDB frente al B_{lab} , en el caso del protocolo MSP-DB, y de los ratios QFC y QDSC en el protocolo con correcciones MSP-DSC (ver Fabian y Leonhardt, 2010). El ratio QDB es la proporción de pTRM adquirida respecto a la total en un espécimen tras aplicarle un determinado B_{lab} bajo la temperatura (ver ecuaciones en el apartado 3.5.2., Fig. Tabla 3.3. y 3.20.).

- Crit-angle: Ángulo entre la orientación de la NRM original (paso m1) y la resultante tras el calentamiento bajo B_{lab} (paso m2). Los puntos espécimen- B_{lab} , se han rechazado cuando este ángulo es mayor a 10° .
 - Cook's D: Es la distancia de cada punto espécimen- B_{lab} de la regresión lineal a la línea de ajuste. Se usa para descartar los puntos espécimen- B_{lab} como puntos de anclaje, cuando tienen una Cook's D mayor a 3 veces el promedio de Cook's D de todos los puntos. Es un requisito predeterminado en el programa MultiSpecimen Paleointensity (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/).
- B) Criterios aplicados a la determinación de paleointensidad completa, es decir, al ajuste por Mínimos Cuadrados Ordinarios de la regresión lineal de los puntos espécimen- B_{lab} .

Se han establecido dos niveles de calidad, clase A y B, en función de los valores límite de los criterios de selección. Los criterios aplicados y valores límite son los siguientes (Tabla 7.4.):

- n: Número de puntos espécimen- B_{lab} utilizados en la determinación de paleointensidad para que el ajuste de la regresión lineal sea estadísticamente correcto. Clase A: $n \geq 5$; Clase B: $n \geq 4$.
- Intervalo de confianza del 95% (CI_{95}): Incertidumbre del 95% de la determinación de paleointensidad. Se calcula sobre la pendiente del ajuste de la región lineal (OSL). Este valor se puede comparar con el valor de desviación estándar obtenido en las determinaciones tipo Thellier (Tema et al., 2015). Se calcula mediante un bootstrapping de 500 valores realizado con el programa MultiSpecimen Paleointensity (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/). Solo es válido si los valores del análisis bootstrap tienen una distribución gaussiana. Una determinación es perfecta cuando los límites superior e inferior son simétricos respecto al valor de paleointensidad obtenido. CI_{95} es menos fiable cuanto menor es el número de puntos incluidos en la determinación. Los resultados de CI_{95} obtenidos se van a presentar como la mitad de su valor absoluto ($CI_{95 \ T/2}$), y la mitad de su valor relativo ($CI_{95 \ T/2\%}$). Clase A: $CI_{95 \ T/2} \leq 8$ y $CI_{95 \ T/2\%} \leq 20$; Clase B: $CI_{95 \ T/2} \leq 8$ y $CI_{95 \ T/2\%} \leq 25$.
- R^2 : Coeficiente de determinación del ajuste de la regresión lineal (OSL). Clase A: $R^2 \geq 0.9$; Clase B: $R^2 \geq 0.85$.

Criteria thresholds applied to each specimen- B_{lab} point results	Criteria applied to complete paleointensity determination		
	Class	A	B
Cook's D \leq 3 cook's D mean	n \geq	5	4
Crit-angle \leq 10°	$CI_{95 \ T/2}$ (μT) \leq	8	8
	$CI_{95 \ T/2\%}$ (%) \leq	20	25
	R^2 \geq	0.9	0.85

Tabla 7.4. Valores límite de los conjuntos de criterios de selección propuestos para determinaciones de paleointensidad MSP-DB, con dos niveles de calidad A y B.

Todas las determinaciones realizadas, excepto en la colada de lava DB16, pasan los criterios de selección propuestos (tabla 7.5.). Nueve de ellas corresponden a la clase A y una a la clase B. La determinación DB16-05A se ha rechazado debido a su alto CI_{95} . La determinación correspondiente a la clase B (DB02-05A) muestra un $CI_{95 \text{ } T/2\%}$ de 20.7 %, tan solo 0.7 por encima del valor límite propuesto para la clase A. Los valores de paleointensidad obtenidos en toda la secuencia varían entre 9.4 μT y 50.2 μT . A partir de estas paleointensidades se ha calculado el momento axial dipolar virtual (VADM, virtual axial dipolar moment) para cada colada de lava que produce resultados, obteniendo un rango de entre $1.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ y $8.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$.

Site	Spec.	N	n	B (μT)	R ²	CI ₉₅ (μT)	CI ₉₅ T/2 (μT)	CI ₉₅ (T/2)% (%)	Class	VADM (10^{22} Am^2)	σVADM (10^{22} Am^2)
DB16	05A	5	4	80.5	0.9999	[-1.2e+15 1.1e+15]	1.2E+15	1.4E+15	-	13.7	2.0E+14
DB15	05A	6	6	43.1	0.9582	[37.9 46.8]	4.5	10.3	A	7.3	0.76
DB14	05A	6	6	44.9	0.9937	[43.4 46.3]	1.5	3.2	A	7.6	0.25
DB13	05A	7	7	48.7	0.9618	[45.7 52.1]	3.2	6.6	A	8.3	0.54
DB11	05A	7	7	26.2	0.9910	[24.9 27.6]	1.4	5.2	A	4.4	0.23
DB10	05A	6	5	19.2	0.9986	[18.6 19.9]	0.6	3.4	A	3.3	0.11
DB08	05A	7	6	50.2	0.9801	[48.9 51.3]	1.2	2.4	A	8.5	0.20
DB07	05B	6	6	26.1	0.9683	[22.2 29.6]	3.7	14.2	A	4.4	0.63
DB05	05A	7	6	44.8	0.9317	[39.6 48.1]	4.3	9.5	A	7.6	0.72
DB02	05A	6	6	9.4	0.9889	[7.52 11.4]	1.9	20.7	B	1.6	0.33
DB01	05C	7	6	11.6	0.9948	[9.98 13.0]	1.5	13.0	A	2.0	0.26

Tabla 7.5. Determinaciones de paleointensidad obtenidas con el método MSP-DB (Biggin y Poidras, 2006; Dekkers y Böhm, 2006). Site: nombre de la colada de lava. Spec.: Nombre de la muestra a partir de la cual se han obtenido los 7 especímenes usados en la determinación. N: Número de puntos espécimen-B_{lab} proporcionados por cada espécimen al que se ha aplicado un B_{lab} diferente (puntos tras representar la ratio QDB vs B_{lab} de cada espécimen, para más explicaciones ver texto). n: Número de puntos espécimen-B_{lab} utilizados en la determinación. B: Paleointensidad. R²: Coeficiente de determinación del ajuste de la regresión lineal (OSL). CI_{95 T/2}: Intervalo de confianza del 95% dividido para dos. CI_{95 (T/2)%}: Intervalo relativo de confianza del 95% dividido para dos, respecto a la paleointensidad. Class: nivel de calidad de la determinación. VADM: Momento axial dipolar virtual. σVADM : error del VADM.

7.4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La secuencia de Dashbashi se divide en tres secciones, inferior, central y superior, de 7, 8 y 2 coladas de lava respectivamente. Los resultados paleomagnéticos obtenidos en la sección inferior muestran 6 coladas de lava con polaridad inversa, de las cuales 3 presentan una baja latitud en su VGP, inferior a 60°, y otra colada que no arroja resultados coherentes. En la sección central se obtienen 7 polaridades inversas, 2 de ellas con VGP de baja latitud. En otra de las coladas de lava de esta sección se han calculado dos posibles polaridades, una de ellas inversa y la otra intermedia de baja latitud en su VGP. Por último, la sección superior muestra dos polaridades inversas de baja latitud. Ver tabla 7.2.

En la colada DB08 (sección central) se han obtenido dos direcciones paleomagnéticas diferentes a las que se han llamado DB08 y DB08*. DB08 muestra una alta dispersión y VGP de polaridad transicional, mientras que DB08* tiene una dispersión menor y polaridad inversa con un VGP de latitud baja. Los ocho testigos de los que se obtuvo cada muestra desmagnetizada se muestrearon en una posición muy cercana unos de los otros. Los esquemas y fotografías de campo confirman que se trata de una

colada de lava individual. Se ha rechazado DB08 debido a su alta dispersión, y las medidas han podido verse afectadas por alteraciones en el afloramiento, errores de orientación en el campo, errores durante el procedimiento en el laboratorio o la posibilidad de que el afloramiento haya sufrido la caída de un rayo.

DB04 (sección inferior) presenta una alta dispersión en las direcciones paleomagnéticas obtenidas de 11 especímenes diferentes, a partir de las cuales no se puede deducir una dirección preferente.

La secuencia de Dashbashi se divide en tres secciones de diferente edad. Por ello, la media de los VGP obtenidos a partir de las direcciones paleomagnéticas, se ha calculado para cada sección (Ver Tabla 7.2. y Fig.7.9.). El polo medio de cada una de ellas no coincide con el polo esperado para la latitud y edad de la secuencia. Están separados por una distancia angular respecto al polo esperado (Besse y Courtillot 2002) de entre 13.3° y 21.5°, y entre ellas mismas de 18.1° y 30°. Los efectos tectónicos no se han descartado por la amplia incertidumbre que muestran los valores tanto de rotación de eje vertical como de eje horizontal. Los análisis no arrojan resultados significativos debido a un alto valor de incertidumbre (α_{95}) de las direcciones medias calculadas por sección, a causa del reducido número de direcciones que constituye cada una de ellas.

En cuanto a la dispersión de los VGP respecto a su propia media en la sección inferior, el límite de incertidumbre inferior coincide con la PSV esperada, pero con un amplio rango de incertidumbre. Cuando calculamos la dispersión de los VGP respecto al polo esperado, es significativamente más alta que la obtenida por los modelos. La sección central (usando DB08*) muestra valores de dispersión, respecto a su VGP medio y respecto al polo esperado, por encima de la PSV esperada. Ambas secciones pueden ser interpretadas como el registro de una PSV no promediada (datos insuficientes) o como el registro de un momento de régimen anómalo del CMT.

Se han obtenido diez paleointensidades mediante el método MSP-DB, las cuales muestran valores entre 9.4 μT y 50.2 μT y pasan los criterios de selección con un nivel de calidad alto. Los VADM calculados a partir de estas paleointensidades varían entre $1.6 \times 10^{22} \text{ Am}^2$ y $8.5 \times 10^{22} \text{ Am}^2$. Se observan tanto valores similares al del campo magnético actual ($\sim 8 \times 10^{22} \text{ Am}^2$), como valores muy por debajo de este. No se observa una evolución en la variación de las paleointensidades, sino que los valores bajos se encuentran intercalados entre los de $\sim 50 \mu\text{T}$ (similares al actual). La variabilidad de las polaridades obtenidas (con varios VGP de latitud baja) junto con la variabilidad de las paleointensidades (Fig. 7.11. y Tabla 7.6.) podría indicar que las diferentes secciones representan registros de cortos periodos de tiempo en los que el CMT muestra un comportamiento inestable. Numerosos estudios de paleointensidad en secuencias volcánicas y sondeos oceánicos describen momentos de transición de polaridad o momentos previos o posteriores a inversiones de polaridad, con una alta variabilidad direccional y de intensidad (e. g. Channell et al., 2004; Goguitchaichvili et al., 2009; Hartl y Tauxe, 1996; Linder y Leonhardt, 2009; Mochizuki et al., 2011; Petronille, 2005). El número de datos paleomagnéticos disponible para la secuencia de Dashbashi es limitado y los experimentos de paleointensidad realizados no son suficientes para caracterizar intensidad registrada, por lo que no se puede realizar una interpretación más detallada del comportamiento del CMT registrado en esta secuencia.

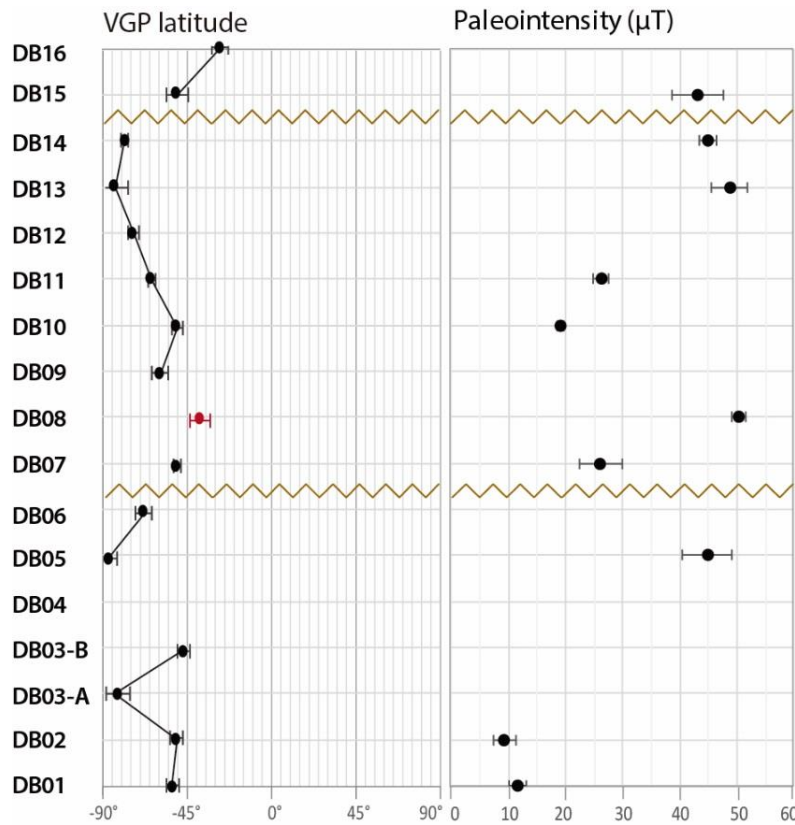


Figura 7.11. Latitud de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) y paleointensidad s obtenidas con el método MSP-DB, en la secuencia de Dashbashi.

Site	ϕ ($^{\circ}$ N)	λ ($^{\circ}$ E)	D _p	D _m	P	B (μ T)	CI _{95 T/2} (μ T)	VADM (10^{22} Am ²)	σ VADM (10^{22} Am ²)
DB16	-28.0	135.9	8.4	6.6	I	80.5	1.2E+15	13.7	2.0E+14
DB15	-52.3	119.9	10.7	9.3	R low ϕ	43.1	4.5	7.3	0.76
DB14	-82.4	52.3	4.3	4.7	R	44.9	1.5	7.6	0.25
DB13	-86.8	333.7	12.8	16.3	R	48.7	3.2	8.3	0.54
DB12	-76.3	335.7	6.2	6.9	R				
DB11	-65.7	132.4	3.7	4.3	R	26.2	1.4	4.4	0.23
DB10	-51.6	132.6	5.9	5.9	R low ϕ	19.2	0.6	3.3	0.11
DB09	-60.5	136.9	8.1	9.4	R low ϕ				
DB08*	-36.3	221.7	10.4	137.8	I	50.2	1.2	8.5	0.20
DB07	-51.4	139.5	3.3	3.5	R low ϕ	26.1	3.7	4.4	0.63
DB06	-69.2	148.9	8.5	11.7	R				
DB05	-88.8	241.5	8.1	11.0	R	44.8	4.3	7.6	0.72
DB03-B	-82.8	293.8	12.4	17.3	R				
DB03-A	-50.2	78.2	5.8	3.8	R low ϕ				
DB02	-54.1	72.0	6.5	4.4	R low ϕ	9.4	1.9	1.6	0.33
DB01	-56.3	64.9	6.7	4.6	R low ϕ	11.6	1.5	2.0	0.26

Tabla 7.6. Datos de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) y de las paleointensidades obtenidas con el método MSP-DB, en la secuencia de Dashbashi. Site: Nombre de la colada de lava. ϕ : Latitud VGP. λ : Longitud VGP. D_p: límite oval de confianza del VGP sobre el paralelo. D_m: límite oval de confianza del VGP sobre el meridiano. B: paleointensidad. R₂: coeficiente de determinación del ajuste de la regresión lineal (OSL). CI_{95 T/2}: Intervalo de confianza del 95% dividido para dos. VADM: Momento axial dipolar virtual. σ VADM: error del VADM.

En trabajos previos, se ha observado una sobreestimación de la paleointensidad de hasta un 20% en los resultados del método MSP-DB al ser comparado con el método MSP-DSC (Calvo-Rathert et al., 2016; Fabian y Leonhardt, 2007; Michalk et al., 2010, 2008). El método MSP-DSC (multispecimen domain state corrected), propuesto por Fabian y Leonhardt (2010), incorpora una serie de pasos para realizar correcciones sobre la fracción de NRM utilizada y sobre el estado de dominios, con el objetivo de evitar la sobreestimación de la paleointensidad observada (ver apartado 3.5.2). Si tenemos en cuenta este error, las paleointensidades en la secuencia de Dashbashi podrían tener un rango de entre 8 μ T y 40 μ T. Estos valores se ajustan a los resultados obtenidos en la bibliografía para registros de transición de polaridad (e. g. Meynadier et al., 1994; Valet et al., 1994; Valet y Meynadier, 1993). Considerando los resultados de paleointensidad obtenidos en la secuencias de Apnia y Korkhi, mediante el uso de técnicas tipo Thellier y MSP-DSC (apartados 5 y 6), se ha planificado realizar este tipo de métodos también sobre la secuencia de Dashbashi.

Teniendo en cuenta las limitaciones del método MSP-DB y el número de datos direccionales disponibles, las direcciones paleomagnéticas y paleointensidades obtenidas pueden indicar que las secciones que constituyen la secuencia corresponden a registros de polaridad inversa con una tendencia hacia un comportamiento del CMT de régimen anómalo, quizás cercanos a momentos transicionales. Según las edades K-Ar, las diferentes secciones de la secuencia de Dashbashi posiblemente registraron:

Sección inferior

- Un tramo del final del cron Gilbert, cercano a la transición Gilbert-Gauss.
- Un tramo en el comienzo o el final del subcron Mammoth, cercano a la transición Gauss-Mammoth o a la Mammoth-Gauss.

Sección central

- Un tramo dentro del subcron C2r-2r de Matuyama, cercano a la transición al subcron Reunión o a la transición Gauss-Matuyama.

8. DISCUSIÓN



8.1. Magnetismo de rocas	334
8.2. Direcciones paleomagnéticas	335
8.2.1. Apnia	335
8.2.1. Korkhi	336
8.2.2. Dashbashi	337
8.2.3. Síntesis de los análisis realizados para caracterizar el régimen del CMT registrado en las secuencias de lavas	338
8.3. Determinación de la paleointensidad absoluta	341
8.3.1. Determinaciones tipo Thellier bajo criterios de selección CCRIT e interpretación automática	342
8.3.2. Enfoque multimétodo	343
8.3.3. Resultados de paleointensidades tipo Thellier y criterios CCRIT frente a resultados de paleointensidades multimétodo	347
8.3.4. Dashabashi	348
8.4. Discusión general: ¿Campo magnético anómalo o campo magnético promediado de baja intensidad?	349

El principal objetivo de esta tesis es el estudio de la variación del CMT registrado en varias secuencias volcánicas de edad plio-pleistocena. Para ello es necesario contar con datos de dirección e intensidad del CMT. Además, los registros de inversiones de polaridad y momentos inestables/anómalos, como los momentos previos y posteriores a las inversiones, tienen un interés especial. Con el objetivo de conocer el comportamiento del CMT, se han llevado a cabo diferentes experimentos y análisis para obtener las direcciones paleomagnéticas y paleointensidades registradas en tres secuencias de coladas de lava localizadas en la meseta de Djavakheti (Cáucaso Menor), así como las características de los minerales portadores de la magnetización que contienen esta información. De igual forma, es necesario conocer cómo es la evolución de las variaciones direccionales y de intensidad a escala de tiempo geológica, para lo que se dispone de dataciones radioisotópicas K-Ar que proporcionan los rangos edad de las secuencias.

Las tres secuencias estudiadas se han llamado: Apnia, Korkhi y Dashbashi. La secuencia de Apnia está constituida por 20 coladas de lava basáltica y presenta una edad radioisotópica comprendida entre 3.75 ± 0.25 Ma y 3.09 ± 0.10 Ma. La secuencia de Korkhi comprende 27 coladas de lava de basalto andesítico y presenta una superficie de erosión que la divide en dos subsecuencias de diferente edad. Las primeras 17 coladas corresponden a la subsecuencia de Korkhi inferior, la cual presenta edades K-Ar de 3.08 ± 0.09 Ma y 3.11 ± 0.20 Ma. Las 10 coladas restantes constituyen la subsecuencia de Korkhi superior, con una edad K-Ar de 1.85 ± 0.08 Ma. La secuencia de Dashbashi comprende 17 coladas de basaltos y andesitas basálticas. A partir de la identificación de dos niveles de paleosuelos intercalados en la secuencia, se divide en tres intervalos de emisión volcánica, de siete, ocho y dos coladas respectivamente. La sección inferior se ha datado con una edad K-Ar de 3.45 ± 0.25 Ma y la sección central de 2.45 ± 0.25 Ma.

Las direcciones paleomagnéticas se pueden obtener de una forma directa debido a que el vector paleomagnético del CMT es registrado, por regla general, de forma paralela por los minerales ferromagnéticos. Sin embargo, la paleointensidad registrada en las rocas es proporcional, pero no igual, a la intensidad del campo que generó la magnetización. Por ello, los procedimientos de determinación de la paleointensidad absoluta son más laboriosos. Las determinaciones de paleointensidad se consideran fiables según un conjunto de criterios de selección que evalúan la calidad de las condiciones del experimento, la ausencia de alteración y la cantidad de magnetización asociada a los granos multidominio (MD). En esta tesis se proponen dos estrategias diferentes para obtener valores de paleointensidad absoluta de alta fiabilidad. Por un lado, se han aplicado unos criterios de selección muy estrictos a los datos obtenidos mediante dos métodos de determinación de la paleointensidad, que pertenecen a las técnicas denominadas de tipo Thellier, con una larga trayectoria experimental y aceptadas por la comunidad científica durante décadas. El segundo planteamiento consiste en un enfoque multimétodo. Con esta metodología se han comparado y promediado los resultados tipo Thellier bajo los criterios de selección usados comúnmente en la bibliografía, con los resultados obtenidos de determinaciones tipo multiespécimen, una línea de técnicas todavía controvertida y en estado de evaluación.

8.1. MAGNETISMO DE ROCAS

Los estudios de magnetismo de rocas permiten conocer el comportamiento magnético de los minerales portadores de la magnetización en función de sus características (tipo de mineral y tamaño de grano). El conocimiento de estas características permite seleccionar las muestras para la realización de los experimentos de paleomagnetismo y paleointensidad, y planificar los protocolos a seguir en estos experimentos. Por otro lado, la formación de las tres secuencias analizadas proviene de una actividad volcánica similar, que genera basaltos y andesitas con una composición mineralógica parecida. Este hecho se ha reflejado en los resultados de los experimentos de magnetismo de rocas llevados a cabo en las tres secuencias (ver apartados 4.1. y 7.1).

El valor de la magnetización remanente isoterma (IRM) de saturación permite identificar las principales fases portadoras de la remanencia como minerales ferromagnéticos de baja coercitividad, ya que más del 80% se adquiere a un campo magnético relativamente bajo de 200 mT. Una baja coercitividad presente en las muestras señala la presencia de minerales ferromagnéticos, como la titanomagnetita y la titanomaghemita.

Los valores de la magnetización de saturación (M_s), magnetización de saturación remanente (M_{rs}) y campo coercitivo (B_c), que junto al valor del campo coercitivo remanente (B_{cr}), se obtienen de las curvas de histéresis y de *backfield*, respectivamente, permiten analizar de forma cualitativa el estado de dominios magnéticos. Para un conjunto de granos monodominio (SD) de magnetita se observa una relación ideal $M_r/M_s = 0.5$ y $B_{cr}/B_c = 1.25$ (Dunlop, 2002a). El que la magnetización esté registrada por granos SD es uno de los requerimientos indispensable para la obtención de paleointensidades con los métodos de tipo Thellier. Las relaciones M_r/M_s y B_{cr}/B_c de las tres secuencias, representadas en el diagrama de Day (Day et al., 1977; Dunlop, 2002a), muestran un comportamiento pseudo-monodominio (PSD) que se ha interpretado como una mezcla de SD y MD. Sin embargo, en este análisis solo se puede obtener una tendencia hacia la presencia de una mayor o menor proporción de cada tipo de grano. Recientemente, se ha demostrado que los diagramas de Day no permiten una interpretación simple y directa de los estados del dominio debido al número de variables que influyen en los valores de la curva de histéresis (Roberts et al., 2018).

El comportamiento termomagnético de las muestras es una de las herramientas más importantes para diagnosticar el tipo de minerales portadores de la remanencia y conocer las alteraciones que se puedan producir durante los experimentos paleomagnéticos y de paleointensidad. Las curvas termomagnéticas de comportamiento irreversible, debido a la alteración de los minerales magnéticos presentes en las muestras o a la generación de nuevos minerales, indican que se trata de muestras, en principio, poco adecuadas para las determinaciones paleointensidad. Este comportamiento se produce por una alteración en la capacidad de adquisición de remanencia de las muestras durante los experimentos, debido a los cambios en la mineralogía magnética de las mismas. Se han podido distinguir curvas termomagnéticas reversibles (tipo H y H*, ver apartado 3.3.1.) e irreversibles (tipo M y L) en las muestras estudiadas. Se han seleccionado las muestras que presentan un comportamiento termomagnético reversible (tipos H y H*, o aquellas situadas en el afloramiento en una posición cercana a las anteriores) para los experimentos de paleointensidad. En las secuencias analizadas

se ha obtenido como principal mineral portador de la magnetización titanomagnetita con bajo contenido en titanio, lo que ha permitido realizar los experimentos de paleointensidad a altas temperaturas. Además, en ciertas muestras se han observado otros minerales: titanomagnetita con mayor contenido en titanio y titanomaghemita, producto de la oxidación a bajas temperaturas (maghemitización).

Los análisis de láminas delgadas pulidas permiten realizar una descripción petrográfica detallada de los minerales portadores de la magnetización, en este caso titanomagnetitas con diferente contenido en titanio. Los procesos que ocurren en las magnetitas durante su formación o posteriormente, como alteraciones de diferentes tipos (por ejemplo oxidación), tienen características que se pueden observar a través del microscopio y que proporcionan información sobre el origen de la magnetización. Esta información complementa los datos obtenidos de los experimentos de magnetismo de rocas, y contribuye a la preselección de muestras para las determinaciones de paleointensidad. En general, se han observado habitualmente intercrecimientos o exsoluciones de ilmenita dentro de los cristales de magnetita debido a la presencia de titanio. Estos intercrecimientos se pueden clasificar por estadios texturales C1 a C3 de oxidación a alta temperatura ($> 600^{\circ}\text{C}$). Con frecuencia en los basaltos, se puede producir una disolución de ilmenita y magnetita por oxidación cuando la roca se encuentra aún por encima de la temperatura de Curie (T_c) de estos minerales, en el momento de su formación. El proceso indica que la magnetización se registró en ese momento, confirmando que la adquisición de la remanencia es original y es una termorremanencia, lo cual es imprescindible para la determinación de la paleointensidad absoluta. Por otro lado, los intercrecimientos de ilmenita generan granos de titanomagnetita hasta 100 veces más pequeños que el grano original, proporcionando granos monodominio, cuya presencia constituye una condición necesaria para las determinaciones de paleointensidad con los métodos de tipo Thellier, como ya se ha mencionado. La maghemitización observada es un proceso de oxidación a baja temperatura producido en etapas posteriores, en las cuales la lava se está enfriando o ya está fría. Indica una magnetización secundaria probable, que puede enmascarar la dirección y la determinación de intensidad, lo que conduce a descartar las muestras en las que se observa para tales experimentos.

8.2. DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS

8.2.1. Apnia

Los resultados paleomagnéticos en la secuencia de Apnia muestran, de abajo a arriba, un tramo de 14 polaridades inversas seguido de una polaridad de latitud intermedia, tras la cual se registra otro tramo de 5 polaridades normales (aparatado 4.1.). Los polos geomagnéticos de ambas poblaciones de polaridad inversa y normal no coinciden con el polo esperado para la edad de la secuencia. Además, estas poblaciones no son antipodales entre sí. El efecto de rotaciones tectónicas podría justificar la diferencia con la dirección esperada y entre ambas poblaciones. Sin embargo, para explicar las direcciones observadas serían necesarias dos rotaciones de eje vertical de gran ángulo y sentido contrario, producidas en un periodo de tiempo demasiado corto para cambiar el régimen de esfuerzos o desarrollar nuevas estructuras que generen los movimientos tectónicos necesarios.

Las coladas que presentan direcciones estadísticamente similares se han dividido en grupos direccionales (DG). El número de DG calculado en la secuencia de Apnia es reducido, lo que representa que las coladas se han emitido en un corto periodo de tiempo y que, probablemente, el registro no ha promediado correctamente la variación paleosecular (PSV). Además, en la parte superior del tramo de polaridad inversa, se ha obtenido un DG constituido por 9 coladas, señalando un rápido emplazamiento que también puede evitar que se promedie la PSV. Por otro lado, en el resto de la secuencia los DG están constituidos por 1, 2 o 3 coladas, indicando una periodicidad de emisión más baja, que facilita un registro de la PSV mejor promediado.

También se ha llevado a cabo una comparación de la dispersión angular de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) de cada población, con la dispersión esperada para la PSV correspondiente a la edad y latitud de la secuencia. La dispersión respecto al VGP medio de las dos poblaciones es bastante más baja que la PSV esperada, lo que señala un tiempo registrado insuficiente para promediar la PSV. La dispersión respecto al polo esperado coincide con la esperada en el tramo inferior de polaridad inversa, y en este caso el resultado sí indica un registro promediado de la PSV. En cuanto al tramo de polaridad normal superior, la dispersión es mayor a la esperada, volviendo a indicar PSV no promediada. Los mismos cálculos se han realizado con los DG y los resultados son similares.

Por último, se ha llevado a cabo un cálculo aproximado de la tasa de emisión con las edades radioisotópicas disponibles. En el tramo inferior se obtiene un periodo de emplazamiento total de entre 420 ka y 1.26 Ma, y en el superior de 150 ka a 400 ka. Ambos superan el rango de 10^4 años, periodo considerado suficiente para promediar la PSV (Carlut et al., 1999; Johnson y Constable, 1996; Merrill y Mcfadden, 2003). Si el cálculo se realiza tomando la colada transicional junto a la previa y la posterior a esta, y considerando que una inversión de polaridad se produce en un intervalo de tiempo de entre 1 y 10 ka, se obtiene por extrapolación un periodo de emplazamiento para toda la secuencia de entre 6 y 60 ka, duración que también entra dentro del rango de tiempo considerado para promediar la PSV, con un margen más limitado.

Toda la información obtenida señala hacia dos posibles interpretaciones no excluyentes. Por un lado, el tiempo registrado por cada tramo de polaridades no es suficiente para promediar la PSV. Por otro lado, puede tratarse de dos registros de régimen anómalo del CMT, que separados por una polaridad intermedia, representan un momento previo y otro posterior a la transición de polaridad. Según las edades K-Ar disponibles, puede tratarse de la transición Gilbert-Gauss o de una transición compuesta que abarca desde el subcrón C2Ar hasta el C2An-2n.

8.2.2. Korkhi

La secuencia de Korkhi está dividida en dos subsecuencias de diferente edad separadas por una superficie de erosión, Korkhi inferior y Korkhi superior. La primera de ellas muestra 17 polaridades normales, cuyo polo no coincide con el esperado. La segunda muestra 8 polaridades inversas de baja latitud, que varían entre 45° y 70° , por lo que se han denominado polaridades inversas-intermedias. El polo geomagnético de este último grupo tampoco coincide con el esperado para la edad de la secuencia. Las rotaciones tectónicas como causa de la divergencia entre los polos de las subsecuencias

y el esperado también se han excluido. Esto es debido a que los ángulos de rotación de eje vertical obtenidos solo pueden justificarse mediante dos rotaciones de sentido contrario y considerable amplitud, producidas en un corto periodo de tiempo (ver apartado 4.1.).

El tiempo que abarca el registro de Korkhi inferior, calculado mediante las edades radioisotópicas, arroja un valor máximo de 340 ka, mientras que el mínimo no puede ser calculado por la amplitud de las incertidumbres de las edades K-Ar. Por otro lado, empleando el mismo razonamiento que para el cálculo de la duración del cambio de polaridad en Apnia, se obtiene un intervalo de entre 5 y 51 ka, también dentro del rango de tiempo considerado para promediar la PSV, aunque con un margen más limitado. Sin embargo, periodos de emplazamiento más cortos, que no promedian la PSV, son también posibles porque no se ha podido calcular el periodo mínimo de emplazamiento de la secuencia a partir de las edades K-Ar.

Los DG obtenidos en Korkhi inferior señalan una alta tasa de emisión en un corto periodo de tiempo, que junto a una baja dispersión angular (respecto al VGP medio, al polo esperado y ambas recalculadas con los DG) apuntan hacia un registro de CMT estable, donde la PSV no está promediada. Según las dataciones K-Ar, Korkhi inferior corresponde a un tramo del cron Gauss.

Korkhi superior, por el contrario, muestra numerosos DG, casi uno por colada, que representan emisiones bastante separadas en el tiempo. Su dispersión angular muestra un valor muy por encima de la PSV esperada, que puede estar provocado tanto por una PSV no promediada, como por un CMT anómalo. Todos los análisis parecen inclinar la interpretación hacia un registro producido durante una transición de polaridad. De acuerdo con las edades K-Ar, Korkhi superior puede haber registrado tanto la transición del subcrón C2r-1r al Olduvai, como la de Olduvai al subcrón C1r-2r.

8.2.3. Dashbashi

La secuencia de Dashbashi muestra unas características paleomagnéticas más complejas. Se divide en tres secciones, inferior, central y superior. Los resultados paleomagnéticos obtenidos en la sección inferior muestran 6 coladas de lava con polaridad inversa, de las cuales 3 presentan una baja latitud en su VGP, inferior a 60°, y otra colada que no arroja resultados coherentes. En la sección central se obtienen 7 polaridades inversas, 2 de ellas con VGP de baja latitud. En otra de las coladas de lava de esta sección se han calculado dos posibles polaridades, una de ellas inversa y la otra intermedia de baja latitud en su VGP. Por último, la sección superior muestra dos polaridades inversas de baja latitud (apartado 7.2.). El polo geomagnético de cada sección no coincide con el polo esperado. En esta secuencia no se pueden confirmar ni descartar posibles rotaciones entre las secciones y de toda la secuencia, debido a que los valores de los errores son similares a los ángulos de rotación obtenidos, por la alta dispersión de las direcciones.

En cuanto a la dispersión de los VGP respecto a su propia media en la sección inferior, el límite de incertidumbre inferior coincide con la PSV esperada, pero con un amplio rango de incertidumbre. Cuando calculamos la dispersión de los VGP respecto al polo esperado, es significativamente más alta que la obtenida por los modelos. La

sección central muestra valores de dispersión, respecto a su VGP medio y respecto al polo esperado, por encima de la PSV esperada. Ambas secciones pueden ser interpretadas como el registro de una PSV no promediada (datos insuficientes) o como el registro de un momento de régimen anómalo del CMT. Aun así, el conjunto de los VGP obtenidos muestra una alta variabilidad en su latitud, con la mitad de ellas menores a 60°, lo que parece estar bastante alejado del comportamiento de la PSV en las 3 secciones. La información obtenida podría indicar que la secuencia de Dashbashi corresponde a un registro de CMT de régimen anómalo o parcialmente anómalo, pero los datos son insuficientes para confirmarlo. Según las dataciones K-Ar disponibles, la sección inferior puede corresponder a un tramo del final del cron Gilbert, cercano a la transición Gilbert-Gauss, o a un tramo en el comienzo o el final del subcron Mammoth, cercano a la transición Gauss-Mammoth o Mammoth-Gauss. La sección central parece haber registrado un tramo dentro del subcron C2r-2r de Matuyama, cercano a la transición al subcron Reunión o a la transición Gauss-Matuyama.

8.2.4. Síntesis de los análisis realizados para caracterizar el régimen del CMT registrado en las secuencias de lavas

Los análisis realizados sobre las direcciones paleomagnéticas obtenidas permiten caracterizar el comportamiento del CMT registrado por las secuencias de lavas. Cada uno de ellos ofrecen diferentes interpretaciones por separado, que juntas proporcionan una interpretación final o varias interpretaciones posibles. A continuación, se va a analizar la información que puede aportar cada uno de ellos.

- Sucesión de polaridades magnéticas

La indicación más evidente para considerar que una secuencia de lavas ha registrado un momento anómalo del CMT, como inversiones de polaridad, excursiones y momentos previos y posteriores a estas, es la sucesión de tipos de polaridad que presenta. La situación ideal se da cuando el registro muestra dos tramos de diferente polaridad normal/inversa separados por polaridades transicionales. Un VGP (virtual geomagnetic pole) transicional tiene un bajo ángulo de latitud y se define tras aplicar un determinado ángulo de corte que la excluye como polaridad estable. En la bibliografía, comúnmente se han usado ángulos de corte de 40° de latitud en los VGP (Wilson et al., 1972) y de 45° (Watkins, 1973) para identificar a grandes rasgos polaridades intermedias. Otro valor de ángulo de corte usado en polaridades obtenidas en secuencias de lavas es el de 60° (e. g. Love, 2000). Se trata de ángulos de corte estáticos, que no tienen en cuenta la variación secular con la latitud (Valet y Herrero-Bervera, 2007). Un grupo de VGP puede tener una baja latitud provocada por la variación secular y representar un comportamiento estable del CMT. En función del comportamiento de toda la población de VGP analizados, una latitud baja en todo el conjunto puede no ser diagnóstica de una polaridad transicional.

Por ello, el ángulo de corte utilizado en la tesis se ha obtenido mediante el método Vandamme (1994), que analiza la distribución de los polos geomagnéticos virtuales (VGP) a partir del cálculo de un valor preciso para la desviación estándar angular (ASD, angular standard deviation) del grupo de direcciones analizado. Se trata de un ángulo de corte que varía en función de la dispersión angular de la población de VGP analizados.

Todas los VGP con latitudes menores a la latitud del ángulo de corte obtenido, para una población estudiada, se consideran transicionales.

En el caso de que no se determinen polaridades transicionales, la existencia de polaridades normales e inversas conjuntamente en la misma secuencia también podría ser una indicación de registro de régimen de campo anómalo, si realmente las coladas se han emitido de forma consecutiva y en un periodo de tiempo lo suficientemente corto para registrar una inversión de polaridad, excursión o momentos previos o posteriores a estas.

- *Comparación con la dirección esperada*

Otra indicación de un comportamiento inestable es la situación en la que el polo geomagnético medio obtenido de una población de VPGs no coincide con el polo esperado para la edad y localización de la secuencia. Para garantizar que el desplazamiento del polo medio se debe al comportamiento del CMT registrado, se debe comprobar que no se han producido rotaciones tectónicas que puedan haber rotado el bloque o unidad tectónica donde se sitúa la secuencia estudiada.

En el caso de que la secuencia presente dos poblaciones de polaridad diferente, una normal y otra inversa, también es conveniente realizar un test de inversión que nos puede informar sobre el grado de antipodalidad entre ambos grupos, si tampoco coinciden, nos está informando de una situación anómala, ya sea por efectos tectónicos o por un comportamiento inestable del CMT. La secuencia de Apnia muestra esta situación, dos poblaciones de diferente polaridad que no coinciden con el polo esperado, y además con distintos ángulos entre el polo de cada una de ellas y el esperado. Para comprobar su antipodalidad se han aplicado los test de inversión de Watson (1983) y McFadden y McElhinny (1990). El primero calcula un ángulo crítico entre ambas poblaciones por debajo del cual se consideran indistinguibles. El segundo también calcula el ángulo entre ambas poblaciones y da 4 clasificaciones diferentes según los valores de este (5°, 10°, 15° y 20°). Por encima de 20° se consideran dos poblaciones diferentes. Si ambas poblaciones son antipodales, es decir indistinguibles, se descartan posibles efectos de rotaciones tectónicas entre ambas, aunque ha podido rotar todo el bloque en conjunto, si no coinciden con el polo esperado. Si no son antipodales existen dos posibles interpretaciones, se ha producido rotación o se ha registrado un comportamiento del CMT de régimen anómalo.

Si coinciden con la dirección esperada y son antipodales, los tramos de polaridad normal e inversa están lo suficientemente separados en el tiempo como para registrar dos momentos de régimen estable de diferente polaridad (una transición de polaridad dura entre 1 y 10 ka).

- *Rotaciones tectónicas*

Se han calculado posibles ángulos de rotación de eje vertical y horizontal (Demarest, 1983), comparando las direcciones promediadas de cada tramo de polaridades con la dirección esperada para la localización y edad de la secuencia. Según el valor del ángulo de rotación obtenido se pueden descartar posibles movimientos tectónicos de los bloques que contienen las secuencias. Las rotaciones pueden ser

descartadas si su valor no es significativo o si en función de la propia magnitud y sentido de la rotación y la relación entre los diferentes tramos polaridad observados, se producen rotaciones de sentido opuesto significativas en muy poco tiempo. Otra posibilidad es que la incertidumbre de los ángulos sea igual o mayor al propio valor de la rotación, debido a una alta dispersión de las direcciones paleomagnéticas o un insuficiente número de datos. En este caso no son significativas, aunque no se pueden descartar y habría que apoyarse en otros datos para resolver si trata de un registro de CMT de régimen anómalo.

- *Grupos direccionales*

Las direcciones paleomagnéticas estadísticamente idénticas se pueden dividir en grupos direccionales (DG, directional group) que representan un emplazamiento rápido de las coladas que las registran y momentos indistinguibles en la dirección del CMT. Los DG pueden dar una aproximación más realista, que la relación entre el número de coladas y el periodo de tiempo registrado, sobre cómo es la tasa de emisión y, por lo tanto, si se ha promediado la PSV. Si el número total de DG calculados para una secuencia es reducido, bien porque el número de coladas es escaso o porque los DG están constituidos por numerosas coladas, puede representar un registro donde no se promedia la PSV. Por otra parte, la situación en la cual se obtienen numerosos DG constituidos por una o dos coladas indica una periodicidad de emisión más baja que facilitaría ese registro de la PSV promediado que buscamos. Sin embargo, direcciones similares en coladas sucesivas no tienen por qué estar formadas necesariamente por una sucesión muy rápida de emisiones o una sola emisión (Love, 1998).

Cada DG individual formado por más de una colada puede indicar un reducido intervalo de tiempo, por lo tanto, cada uno representa una sola instantánea del campo magnético, y tiene el mismo peso en los cálculos de dispersión angular de los VGP.

- *Dispersión de los VGP*

La comparación de la dispersión de los VGP, o desviación estándar angular (ASD), con la PSV esperada para la edad y latitud de las secuencias estudiadas, permite conocer si el CMT registrado coincide con un comportamiento dentro de un régimen estable, dentro del cual se produce la variación paleosecular (PSV). En los análisis realizados en la tesis se ha empleado el Modelo G de PSV de McFadden et al. (1988), el cual utiliza datos de Johnson et al. (2008) y McElhinny y McFadden (1997). Además, la dispersión de los VGP de cada tramo de polaridad, se ha calculado respecto al VGP medio y respecto al polo esperado, usando el valor de dispersión angular total (S_B) propuesto por Cox (1969) con la corrección de sitio de McElhinny y McFadden (1997). Se han observado las siguientes situaciones.

- Cuando la S_B respecto al VGP medio es mayor o menor que la esperada para la PSV, probablemente el periodo de tiempo registrado o el número de coladas es insuficiente para promediar la PSV.
- Si la S_B respecto al VGP medio coincide con la esperada para la PSV, el registro probablemente promedia la PSV. Sin embargo, si en ese caso, la S_B respecto al polo esperado no coincide con la PSV esperada, en la misma población de datos, podría tratarse del efecto de una rotación tectónica.

- Aparte de este último caso concreto, si la S_B respecto al polo esperado y respecto al VGP medio es mayor o menor que la esperada para la PSV, se pueden aplicar dos interpretaciones no excluyentes: un periodo de tiempo registrado o un número de coladas insuficiente para promediar la PSV o un registro del CMT de régimen anómalo
- En cambio, cuando la S_B respecto al polo esperado coincide con la esperada para la PSV, el registro probablemente promedia la PSV y puede tratarse de un comportamiento del CMT de régimen estable.

- *Tasa de emisión*

Se ha realizado un cálculo aproximado para obtener información adicional sobre la tasa de emisión de las secuencias, promediando el rango de edad proporcionado por las dataciones K-Ar con el número de coladas. También se ha realizado un cálculo similar con el número de coladas en el que se produce la inversión de polaridad registrada en Apnia y el tiempo promedio establecido en la bibliografía para la duración de una inversión (1-10 ka). Los intervalos de edad de emplazamiento de cada tramo de polaridades se han comparado con un periodo del orden de 10^4 , considerado suficiente para promediar la PSV (Carlut et al., 1999; Johnson y Constable, 1996; Merrill y Mcfadden, 2003). Si la secuencia registra un periodo de tiempo de este orden de magnitud, es probable que el registro haya promediado la PSV de forma correcta.

Paleointensidades:

Disponer de registros donde se confirma que la PSV se ha promediado correctamente en el tiempo y cuyas direcciones paleomagnéticas no coinciden con la esperada para su edad y localización, nos permite confirmar que la información que obtenemos, de los mismos registros, representa un comportamiento de CMT de régimen anómalo, tras haber descartado posibles efectos tectónicos. Sin embargo, es difícil encontrar secuencias con las características ideales para obtener una sucesión de imágenes consecutivas del CMT suficiente para promediar la PSV. Los datos de paleointensidad absoluta que se pueden obtener de la misma secuencia, nos permiten completar la información obtenida a partir de las direcciones paleomagnéticas y ofrecer una interpretación concluyente del tipo de comportamiento del CMT que se ha registrado.

8.3. DETERMINACIÓN DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA

La obtención de la paleointensidad absoluta registrada en las secuencias de coladas de lava, se ha afrontado desde la propuesta de dos estrategias metodológicas diferentes, motivada por la dificultad en la obtención de datos fiables que se ve reflejada en los estudios de este tipo. La primera de ellas consiste en la obtención de paleointensidades mediante técnicas tipo Thellier y un conjunto de criterios de selección especialmente estricto (CCRIT), aplicado de forma automática. La segunda estrategia se propone desde un enfoque multimétodo, en el que se van a utilizar técnicas tipo Thellier, con criterios de selección habitualmente usados en la bibliografía, y técnicas tipo multiespécimen. Ocasionalmente, en trabajos realizados sobre muestras magnetizadas bajo un campo histórico conocido o aplicado en el laboratorio, los resultados de determinaciones individuales no son los esperados (e. g. Calvo et al., 2002). La tendencia

en este campo se dirige hacia un incremento de datos de alta fiabilidad disponibles en las bases de datos, que permitan realizar modelos del comportamiento del CMT más precisos.

8.3.1. Determinaciones tipo Thellier bajo criterios de selección estrictos (CCRIT) e interpretación automática

La primera estrategia consiste en la interpretación de determinaciones de paleointensidad realizadas con técnicas de tipo Thellier, mediante la aplicación de un conjunto de criterios de selección especialmente estricto y de forma automática, con el objetivo de obtener resultados de alta fiabilidad (capítulo 5). Las técnicas tipo Thellier tienen décadas de trayectoria experimental, se usan de forma habitual en este tipo de estudios y tienen un fundamento físico establecido. Estos métodos consisten en la desmagnetización y adquisición de pTRM progresiva en etapas sucesivas de dos pasos a la misma temperatura. En concreto, se empleó el método original Thellier-Thellier (Thellier y Thellier, 1959) y el método IZZI (Yu et al., 2004). Una ventaja del primero de ellos es, que ambos pasos de una misma temperatura se realizan en presencia de un campo magnético, por lo que son energéticamente equivalentes, hecho que no sucede en otros métodos de tipo Thellier en los que se realizan pasos a campo cero. El segundo método es extremadamente sensible a la presencia de las *pTRM tails* provocadas por los granos multidominio (MD). Genera diagramas de Arai con forma de "zig-zag" en los especímenes cuya remanencia no cumple con el requisito de reciprocidad (apartado 3.5.), permitiendo excluir estas determinaciones.

- Criterios de selección

Los resultados de las determinaciones de paleointensidad se consideran fiables según un conjunto de criterios de selección que se aplican a modo de filtro, para evaluar la calidad de las condiciones del experimento, la ausencia de alteración y la cantidad de magnetización asociada a los granos MD (apartado 3.5.1.3.). Se han utilizado diversos conjuntos de criterios de selección de determinaciones fiables (Leonhardt et al., 2004b; Paterson et al., 2014; Tauxe et al., 2016). En la primera metodología propuesta para la obtención de paleointensidades de alta fiabilidad, se ha optado por utilizar un conjunto de criterios y valores umbral especialmente estrictos. Se trata de los propuestos por Cromwell et al. (2015b), denominados como CCRIT (Tauxe et al., 2016). Con el fin de categorizar los resultados obtenidos, también se ha utilizado una segunda versión más flexible de estos criterios a la que hemos llamado RCRIT, que sin embargo aún son más restrictivos que los más frecuentemente utilizados (e. g. Kissel y Laj, 2004; Selkin y Tauxe, 2000). Cromwell et al. (2015) y Tauxe et al. (2016) validaron ambos conjuntos de criterios CCRIT y RCRIT, aplicándolos a un conjunto de datos de especímenes enfriados bajo un campo histórico o de laboratorio conocidos para comprobar su fiabilidad. También fueron comprobados utilizando los resultados obtenidos en esta tesis, sobre la secuencia de Apnia mediante el método de muestreo estadístico de bootstrapping (ver apartado 5.1.). El análisis de los datos de paleointensidad puede ser muy sensible a la subjetividad que implica la interpretación manual. Por esta razón y con la finalidad de conseguir unas interpretaciones lo más objetivas posibles, se han aplicado los criterios de selección de forma automática utilizando el programa Thellier GUI (Shaar et al., 2013).

- *Resultados Thellier & CCRIT*

En la secuencia de Apnia superaron los criterios estrictos un total de 49 determinaciones de las 155 realizadas. A partir de las determinaciones individuales exitosas, se obtuvo una paleointensidad promediada en 8 coladas de lava de las 20 que constituyen la secuencia (bajo los criterios aplicados a nivel de sitio). En el tramo inferior de polaridad inversa las paleointensidades obtenidas varían entre 16.8 μT y 26.8 μT y corresponden a un VADM de entre 28.6 y 45.6 ZAm^2 . En el tramo superior de polaridad normal se obtuvo un dato de intensidad (promediado en una colada de lava) de 32.1 μT y un VADM de 54.6 ZAm^2 . En cuanto a la secuencia de Korkhi, se analizaron 171 especímenes, de los cuales pasaron los criterios a nivel de espécimen 24 determinaciones y a nivel de sitio los superaron 3 coladas de lava, con valores de paleointensidad de 16.1 μT , 27.2 μT y 29.3 μT , que en términos de VADM corresponden a 27.4, 46.2 y 49.8 ZAm^2 .

8.3.2. Enfoque multimétodo

El segundo planteamiento para la obtención de paleointensidades de alta fiabilidad consiste en un enfoque multimétodo que busca proporcionar una fiabilidad adicional a los resultados, mediante un test de coincidencia entre métodos que utilizan diferentes procedimientos. Los diferentes protocolos de los métodos de determinación de paleointensidad comparados se basan en la adquisición y destrucción de la magnetización en diferentes estados de equilibrio energético, en función de la temperatura, el campo aplicado, el campo desmagnetizador, etc., en las diferentes etapas del experimento. La consistencia de resultados procedentes de métodos que dependen de diferentes principios, respalda su fiabilidad (Biggin et al., 2015; Biggin y Paterson, 2014; Calvo-Rathert et al., 2016; De Groot et al., 2013; Monster et al., 2015). El procedimiento multimétodo empleado ha consistido en comparar y promediar los resultados tipo Thellier obtenidos bajo unos criterios de selección usados comúnmente en los estudios de paleointensidad, con los resultados obtenidos de determinaciones de tipo multiespécimen (MSP). En la comparación, se va a tomar como referencia principal los resultados obtenidos con los métodos tipo Thellier, dada su contrastada trayectoria experimental y sólido fundamento físico en comparación con los métodos MSP. Por otro lado, este tipo de análisis también va a ser útil para discutir y evaluar el rendimiento del propio método MSP en comparación con los métodos de tipo Thellier.

- *Métodos tipo multiespécimen*

Los métodos tipo multiespécimen pertenecen a una línea de técnicas todavía controvertida y en estado de evaluación. Se han aplicado dos variantes del método. La variante original, MSP-DB (Biggin y Poidras, 2006; Dekkers y Böhnel, 2006) se basa en la obtención de la paleointensidad mediante un protocolo que utiliza varios especímenes de la misma muestra o muestras cercanas (también pueden utilizarse especímenes de la misma colada de lava) que son calentados una sola vez a la misma temperatura, bajo diferentes campos aplicados cada uno de ellos. De esta forma, cada espécimen presenta la misma historia magnética y se evitan las alteraciones magnetoquímicas. La segunda variante es MSP-DSC (*domain state correction*) (Fabian y Leonhardt, 2010), incorpora una serie de correcciones sobre la fracción de la magnetización utilizada en cada espécimen

de la determinación (MSP-FC) y sobre el estado de dominios (MSP-DSC), con la que se intenta corregir los posibles efectos provocados por la presencia de granos MD.

Fabian y Leonhardt (2010), observaron una sobreestimación sistemática de la paleointensidad del método MSP-DB en muestras que contienen granos MD, por lo que propusieron las correcciones incorporadas en el método MSP-DSC. En posteriores estudios también se ha observado esta sobreestimación de las paleointensidades MSP-DB respecto a las MSP-DSC en lavas con contenido MD significativo (e. g. Calvo-Rathert et al., 2016; Michalk et al., 2010, 2008). Sin embargo, algunos otros estudios apuntan a valores similares o subestimaciones (Calvo-Rathert et al., en revisión; de Groot et al., 2012; Muxworthy y Taylor, 2011). Las determinaciones MSP llevadas a cabo sobre las secuencias de Apnia y Korkhi han mostrado una tendencia general, con excepciones, en la que las paleointensidades MSP-DB producen valores en torno a un 20% por encima de los valores obtenidos con MSP-DSC. En este caso se confirma la sobreestimación propuesta por Fabian y Leonhardt (2010). Además, los resultados MSP-DSC se ajustan mejor a los de tipo Thellier. Por esta razón, solo se han utilizado las paleointensidades MSP-DSC en la comparación realizada en el enfoque multimétodo.

- *Criterios multiespécimen*

Las determinaciones de paleointensidad tipo multispecimen (MSP) también son sometidas a un conjunto de criterios que evalúan su calidad y detectan las posibles alteraciones ocurridas durante el experimento (apartado 3.5.2.1.). Cada determinación se realiza usando varios especímenes diferentes (apartado 3.5.2.), por lo que existen una serie de requerimientos que deben superar los resultados en cada espécimen y que son fijados a la hora de realizar la interpretación en el programa *MultiSpecimen Paleointensity* (http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/). Otro conjunto de criterios de selección es el aplicado al ajuste lineal de la determinación de paleointensidad completa. Como MSP es una técnica novedosa y todavía en estado de evaluación, no existe un acuerdo generalizado sobre los criterios de selección y sus valores umbral. Los criterios y valores propuestos se van a analizar en función de la coincidencia de los resultados MSP-DB y MSP-DSC con los de tipo Thellier. Tras la comparación de resultados MSP-DSC y de tipo Thellier se ha podido observar que muchos de los valores de paleointensidades MSP-DSC que no superan los valores umbral de los criterios de selección propuestos, son similares a los valores de paleointensidad obtenidos con los métodos tipo Thellier. Esta situación ocurre con frecuencia, cuando la fracción de la magnetización usada en cada espécimen individual (f) es inferior al límite propuesto y cuando el parámetro de alteración (ϵ_{alt}) es ligeramente superior al límite propuesto. Esto dirige la discusión hacia una propuesta de revisión de los valores límites de los criterios, bajo un punto de vista más flexible.

El rango de f (Fabian y Leonhardt, 2010) es la relación entre la fracción de TRM eliminada y sobreimpresa por la pTRM adquirida en el laboratorio respecto a la TRM original, para cada espécimen sometido a un B_{lab} diferente (ver apartado 3.5.2.1.). Los valores umbral de f comúnmente propuestos se encuentran entre 0.2 y 0.8 (20% y 80% de la TRM original). En este intervalo, f es lo suficientemente grande para ser medida con precisión y no corresponde a la TRM original (Tema et al., 2016). Se obtiene a partir de la suma de los vectores de magnetización obtenidos en los pasos m_1 y m_2 del procedimiento MSP-FC (apartado 3.5.2.), normalizada con el valor de la TRM original, y por esta razón solo se puede calcular para las determinaciones MSP-FC y MSP-DSC.

También es aplicable al método MSP-DB, ya que depende de la temperatura alcanzada durante el experimento, que en las tres variantes MSP es la misma. En los experimentos llevados a cabo en esta tesis, se aplicó una temperatura de 450°C a todas las muestras. En los casos en que f es menor que 0.2, hubiese sido más adecuada una temperatura más alta, porque la caída de magnetización en estas muestras se produce a temperaturas ligeramente más altas, y el rango de f varía en función la temperatura aplicada. Sin embargo, la comparación con los resultados de tipo Thellier muestra que algunas determinaciones MSP, en las cuales $f < 0.2$, producen paleointensidades similares. Esta observación puede indicar que un rango de f más bajo podría ser válido en las determinaciones MSP.

El error de alteración relativo promedio ϵ_{alt} (Fabian y Leonhardt, 2010) es también uno de los nuevos criterios de calidad utilizados en el protocolo MSP-DSC (ver apartado 3.5.2.1.). Se calcula con la magnetización total medida en los pasos m1 y m4 del procedimiento MSP-DSC (apartado 3.5.2.). Se considera que cuando se producen cambios magnetoquímicos, la temperatura alcanzada es más importante que el número de calentamientos, por lo tanto, es posible utilizar ϵ_{alt} para todas las variantes de MSP. Monster et al. (2015a y b) han propuesto un umbral estricto para este criterio del 3%, que también es utilizado por Calvo-Rathert et al. (2016), mientras que Tema et al. (2016) toman un valor más flexible de 10%. Comparando los valores de paleointensidad MSP obtenidos con los de tipo Thellier y analizando sus coincidencias, en este trabajo se han usado dos niveles de calidad para el parámetro ϵ_{alt} correspondientes al 10% y al 15%.

Los parámetros CI_{95} (en el programa *MultiSpecimen Paleointensity 1.5*. versión on line http://ambre.gm.univ-montp2.fr/camps/MSP_DSC/) y ΔB (ΔH en Fabian y Leonhardt, 2010) proporcionan una estimación de la incertidumbre de la determinación MSP (ver apartado 3.5.2.1.). CI_{95} es el intervalo de confianza del 95% obtenido mediante análisis Bootstrap, calculado y evaluado con el test de normalidad Shapiro-Wilk. Es comparable con el error del protocolo Thellier convencional (Tema et al., 2015). La determinación casi ideal se logra cuando los límites superior e inferior de CI_{95} son simétricos con respecto al valor de paleointensidad. ΔB es el error final de la determinación, obtenido a partir del error total de cada espécimen utilizado en la determinación. Para obtener ΔB , se calcula el error inducido por la alteración (que incluye ϵ_{alt}) y la aproximación del error absoluto de la corrección de estado de dominio (ver ΔQi en el apartado 3.5.2.1.). ΔB también depende de la temperatura alcanzada, y por lo tanto, además de calcularlo para las determinaciones MSP-DSC, se puede considerar para evaluar la calidad de las determinaciones MSP-FC y MSP-DB. Los resultados obtenidos en esta tesis proporcionan en varios casos valores de CI_{95} y ΔB contradictorios. En tales casos, solo se tiene en cuenta el parámetro CI_{95} porque se puede comparar directamente con los errores de las determinaciones tipo Thellier.

- *Reinterpretación de los resultados de los métodos tipo Thellier*

En cuanto a los resultados de tipo Thellier que se han comparado con los multiespécimen (MSP), se reinterpretaron con criterios de selección empleados habitualmente en estudios de paleointensidad (e. g. Biggin et al., 2015; Calvo-Rathert et al., 2016; Goguitchaichvili et al., 2016; Monster et al., 2015) y que son diferentes a los aplicados en la primera estrategia de obtención de paleointensidades de alta fiabilidad (resultados Thellier con criterios CCRIT). En el caso de la estrategia multimétodo, no es

necesario que el conjunto de criterios sea tan estricto como el CCRIT, ya que el incremento de la fiabilidad de las paleointensidades está basado en la coincidencia de dos métodos de diferente procedimiento. Además, como señalan Paterson et al. (2014), los conjuntos de criterios demasiado estrictos pueden llevar a rechazar resultados fiables debido al ruido experimental. Los criterios aplicados fueron los comúnmente utilizados en el programa ThellierTool (Leonhardt et al., 2004b) junto con el parámetro de curvatura k' de Paterson (2011) (apartado 3.5.1.3.), y los valores umbral se basaron en los propuestos por Paterson et al. (2014).

-Resultados obtenidos con el enfoque multimétodo

En la secuencia de Apnia, constituida por 20 coladas de lava, se ha obtenido el número de resultados por colada de lava y método que se relaciona a continuación. Estas determinaciones se han empleado para calcular el promedio final de paleointensidad para cada colada:

- MSP-DSC: 3 coladas de lava que muestran coincidencia con los resultados de tipo Thellier, de las 8 que superaron los criterios de calidad. En total se analizaron 12 coladas.
También se han obtenido resultados MSP-DSC que no superan los criterios de calidad y coinciden con los de tipo Thellier en otras 4 coladas de lava. Estos datos apoyan la tendencia general del valor de paleointensidad de la secuencia, aunque no se han utilizado en el promedio final.
- Thellier-Thellier: 16 coladas de lava, de las 17 que superan los criterios. En total se analizaron 20 coladas. El resultado de una de las coladas fue excluido del promedio final debido a que presentaba un valor inferior al resto de paleointensidades obtenidas mediante métodos tipo Thellier, en el tramo de polaridad similar de la secuencia.
- IZZI: 14 de 20 coladas analizadas.

Finalmente se han obtenido valores de paleointensidad promediada, mediante la combinación de los tres métodos de determinación de la paleointensidad, a través del enfoque multimétodo, en las 20 coladas de lava que constituyen la secuencia. En el tramo inferior de polaridad inversa de Apnia las paleointensidades varían entre 12.5 μT y 24.6 μT ($\text{VADM} = 21.2 - 41.8 \text{ ZAm}^2$). La colada de polaridad transicional tiene una paleointensidad de 25.2 μT y un VADM de 42.9 ZAm^2 . En el tramo superior de polaridad normal de Apnia las paleointensidades varían entre 29.9 μT y 41.5 μT y el VADM correspondiente entre 50.9 y 70.5 ZAm^2 .

En la secuencia de Korkhi, constituida por 27 coladas de lava, se ha obtenido el número de resultados por colada de lava y método que se relaciona a continuación. Estas determinaciones se han empleado para calcular el promedio final de paleointensidad para cada colada, al igual que en la secuencia de Apnia:

- MSP-DSC: 4 coladas de lava que muestran coincidencia con los resultados de tipo Thellier, de las 7 que superan los criterios de calidad. En total se analizaron 15 coladas.

También se han obtenido resultados MSP-DSC que no superan los criterios y coinciden con los de tipo Thellier en otras 7 coladas de lava. Estos datos apoyan la tendencia general del valor de paleointensidad de la secuencia, aunque no se han utilizado en el promedio final.

Una última determinación MSP-DSC presenta buena calidad, pero tan solo se puede comparar con el valor de tipo Thellier obtenido en una colada subyacente. Se considera que apoya los resultados obtenidos en Korkhi superior, aunque no se usa en el promedio final.

- Thellier-Thellier: 9 coladas de lava, de las 11 que superan los criterios (en total se analizaron 23 coladas). Dos de los resultados obtenidos son excluidos del promedio final debido a que presentan un valor inferior al resto de paleointensidades obtenidas en la misma colada y respecto de los resultados finales en el tramo de polaridad similar de la secuencia. Además, uno de ellos tan solo está calculado a partir de una determinación de paleointensidad.
- IZZI: 13 de 20 coladas analizadas.

Se han obtenido valores de paleointensidad promediada mediante el enfoque multimétodo en 13 coladas de lava de la secuencia de Korkhi. En la subsecuencia de Korkhi inferior las paleointensidades varían entre 14.3 μT y 33.1 μT y los correspondientes VADM entre 24.2 y 56.1 ZAm^2). En la subsecuencia de Korkhi superior se ha obtenido una única paleointensidad de 75 μT (VADM = 128 ZAm^2).

8.3.3. Resultados de paleointensidades tipo Thellier y criterios CCRIT frente a resultados de paleointensidades multimétodo

Los resultados obtenidos con ambas estrategias, determinaciones de tipo Thellier con criterios CCRIT y enfoque multimétodo, sobre todo se diferencian en el número de coladas en las cuales se ha podido determinar un valor medio fiable de paleointensidad (Tabla 8.1.).

Sequence	Thellier & CCRIT			multimethod		
	N	B \pm σ (μT)	VADM \pm σ (ZAm^2)	N	B \pm σ (μT)	VADM \pm σ (ZAm^2)
Apnia normal polarity (upper)	1	32.1 \pm 3.3	54.6 \pm 5.5	5	36.4 \pm 6.9	61.9 \pm 6.2
Apnia transitional polarity				1	25.2 \pm 1.6	42.9 \pm 0.3
Apnia reverse polarity (lower)	7	21.5 \pm 3.3	36.6 \pm 5.6	14	18.1 \pm 4.4	30.8 \pm 3.2
Apnia complete	8	22.8 \pm 4.8	38.9 \pm 8.2	20	24.2 \pm 6.8	41.2 \pm 4.0
Upper-Korkhi				1	75.0 \pm 6.3	128.0 \pm 11.0
Lower-Korkhi	3	24.2 \pm 7.1	41.1 \pm 12.1	13	22.0 \pm 6.0	37.4 \pm 10.2

Tabla 8.1. Resultados medios de paleointensidad en cada secuencia estudiada bajo las dos estrategias propuestas para la obtención de resultados de alta fiabilidad. Se muestra el error de cada media, y en el caso de un solo dato se ha tomado el error del promedio calculado en esa colada de lava.

En general, las paleointensidades obtenidas están por debajo de la mitad del valor del campo magnético actual, excepto en Korkhi superior, donde solo se dispone de un dato con un valor pico asociado a direcciones intermedias-transicionales obtenido con el enfoque multimétodo. El tramo superior de polaridades normales de Apnia, situado sobre la polaridad transicional, muestra una paleointensidad media mayor que el tramo inferior, previo a la transición, en los resultados proporcionados por las dos estrategias (Tabla 8.1). Por otro lado, los VADM obtenidos con Thellier y CCRIT en ambos tramos de la secuencia de Apnia son más cercanos a los valores de un campo promediado en el tiempo débil propuestos por diferentes autores ($\sim 42\text{-}48 \text{ ZAm}^2$; Juárez et al., 1998; Tauxe, 2006), que los obtenidos mediante el enfoque multimétodo. Debido a esta similitud no se puede descartar la interpretación de un registro de campo promediado débil, respecto a la interpretación de un registro donde se está recuperando el CMT tras una transición de polaridad, en la secuencia de Apnia. Con el enfoque multimétodo, la intensidad en la parte inferior de Apnia es menor que el valor del campo promediado débil, y mayor que este, en la parte superior. Se confirma la interpretación de un registro transicional con una caída previa de intensidad y posterior rebote de la misma (e. g. Meynadier et al., 1994; Valet et al., 2012). En Korkhi inferior se obtienen valores de paleointensidad media bastantes cercanos al campo promediado débil, que serán discutidos en el apartado 8.4.

8.3.4. Dashabashi

En la secuencia de Dashabashi se han obtenido 10 paleointensidades, en 10 coladas de lava diferentes, mediante el método MSP-DB, las cuales muestran valores entre $9.4 \mu\text{T}$ y $50.2 \mu\text{T}$ y pasan los criterios de selección con un nivel de calidad alto. Los VADM calculados a partir de estas paleointensidades varían entre 15.9 ZAm^2 y 85.2 ZAm^2 . Estos resultados de paleointensidad son comparables tanto con valores similares al del campo magnético actual ($\sim 80 \text{ ZAm}^2$), como con valores muy por debajo de este. No se observa una evolución en la variación de las paleointensidades, sino que los valores bajos se encuentran intercalados entre los de $\sim 50 \mu\text{T}$, similares al actual. Esta secuencia muestra tres secciones con polaridades inversas, muchas de las cuales con una latitud de los VGP baja ($<60^\circ$) que podrían apuntar hacia diferentes registros de un CMT de régimen anómalo. A partir de las intensidades MSP-DB obtenidas, en principio, no se puede confirmar un registro de este tipo, y además solo se dispone de datos de un método de determinación, que se pretenden completar en un futuro con resultados de determinaciones tipo Thellier y MSP-DSC.

En los resultados MSP-DB obtenidos en las secuencias de Apnia y Korkhi se ha observado una sobreestimación de la paleointensidad de hasta un 20% respecto a los resultados del método MSP-DSC. En otros trabajos también se ha obtenido este resultado (e. g. Calvo-Rathert et al., 2016; Fabian y Leonhardt, 2007; Michalk et al., 2010, 2008). Como ya se ha mencionado, el método MSP-DSC (*multispecimen domain state correction*), propuesto por Fabian y Leonhardt (2010), incorpora una serie de pasos para realizar correcciones en relación con la fracción de TRM utilizada y con el estado de dominios, con el objetivo de evitar la sobreestimación de la paleointensidad observada (apartado 3.5.2). Si tenemos en cuenta este error, las paleointensidades en la secuencia de Dashabashi podrían tener un rango de entre $8 \mu\text{T}$ y $40 \mu\text{T}$.

8.4. DISCUSIÓN GENERAL: ¿CAMPO MAGNÉTICO ANÓMALO O CAMPO MAGNÉTICO PROMEDIADO DE BAJA INTENSIDAD?

Los estudios de registros de inversiones de polaridad, tanto de secuencias volcánicas como de sondeos de sedimentos oceánicos, realizados durante las últimas seis décadas, han permitido observar paleointensidades bajas durante las transiciones de polaridad debido a la disminución del momento dipolar (e. g. Valet et al., 2005). Este tipo de trabajos también ha permitido establecer un comportamiento asimétrico de la intensidad común durante las transiciones del campo magnético (véanse las revisiones de Valet et al., 2005; Valet y Fournier, 2016). Consiste en un decaimiento progresivo y prolongado de la intensidad previo a la transición direccional y una recuperación rápida tras la finalización del cambio de polaridad. Este comportamiento se denominó como un patrón en forma de dientes de sierra (*sawtooth-shaped pattern*) cuando define el comportamiento geomagnético a largos plazos (Valet y Meynadier, 1993; Meynadier y Valet, 1995). Se estima que las fases pre- y post-transicionales duran aproximadamente unos 2.5 ka y el cambio completo de dirección 1 ka (Valet et al., 2012a), mientras que el dipolo axial comienza a decaer durante los 60- 80 ka previos a la inversión. Algunos autores describen la caída de intensidad de campo como un precursor con marcadas oscilaciones dentro de la misma caída (e. g. Channell et al., 2004; Goguitchaichvili et al., 2009; Hartl y Tauxe, 1996; Linder y Leonhardt, 2009; Mochizuki et al., 2011; Petronille, 2005). Además, también se han encontrado registros donde, tras un período de intensidad mínima y direcciones intermedias, se registra un pico de intensidad al final de la transición, justo antes del comienzo de la recuperación de la paleointensidad (e. g. Moulin et al., 2012; Niitsuma, 1971; Prévot et al., 2003; Watkins, 1969).

Por otra parte, los estudios sobre el campo magnético promediado en el tiempo, que representa la intensidad de los periodos de polaridad estable, muestran dos tendencias diferentes. En las últimas dos décadas, ha aumentado el número de estudios de paleointensidad restringidos al uso exclusivo de datos de alta fiabilidad. Todos ellos tienden a mostrar valores promedio del momento dipolar axial virtual (VADM) de aproximadamente la mitad del valor actual ($\sim 80 \text{ ZAm}^2$), junto con direcciones paleomagnéticas que coinciden con la geometría descrita por la hipótesis del dipolo axial geocéntrico (GAD). Juárez et al. (1998) y Tauxe (2006) obtienen valores de 42 y 48 ZAm^2 para el intervalo de tiempo de los últimos 160 Ma. Selkin y Tauxe (2000) calculan un VADM de 46 ZAm^2 para un periodo más amplio correspondiente a los últimos 300 Ma. Tauxe et al. (2013) obtiene de nuevo 42 ZAm^2 para los últimos 200 Ma. Si se toma el periodo de los últimos 5 Ma, más reducido y cercano a la situación actual, Juárez y Tauxe (2000) muestran un momento dipolar promedio de 55 ZAm^2 . Estudios realizados en Islandia (Cromwell et al., 2015b) y en la Antártida (Lawrence et al., 2009) muestran valores de 47 y 41 ZAm^2 , respectivamente, para los últimos 5 Ma, mientras que Wang et al. (2015) obtiene en el ecuador 56 ZAm^2 . Estos valores muestran una variación de la intensidad del CMT dependiendo de la latitud donde esta se ha medido y si se promedian coinciden con la idea de la existencia de un dipolo de intensidad débil promediado en el tiempo, cuyo valor es aproximadamente la mitad del actual.

La otra corriente de resultados defiende un campo magnético promediado en el tiempo similar al actual. Por ejemplo, Tanaka et al. (1995b) estiman que el momento dipolar promedio para los últimos 20 Ma es de aproximadamente 84 ZAm^2 . Además, durante el Mesozoico se han observado valores significativamente más bajos, durante el

denominado mínimo dipolar mesozoico (Biggin y Thomas, 2003; Perrin y Shcherbakov, 1997; Prévot et al., 1990), lo que podría reducir el valor promedio para los cálculos correspondientes a los últimos 160 o 300 Ma. La alta variabilidad temporal y espacial del campo magnético hace que sea difícil comparar los resultados de secuencias como las de Apnia, Korkhi y Dashbashi, de extensión limitada (inferior a 1 Ma) y localización determinada (latitud 41°), con la base de datos de paleointensidad global.

Los valores de VADM obtenidos en los tramos previo y posterior a la polaridad transicional de la secuencia de Apnia, son respectivamente de 36.6 y 54.6 ZAm² con el procedimiento de determinaciones tipo Thellier y criterio CCRIT, y de 30.8 y 60.9 ZAm² con el enfoque multimétodo. El VADM de la parte inferior de Apnia, antes del cambio de polaridad, está por debajo de las estimaciones que defienden un campo magnético promediado en el tiempo débil, mientras que el tramo superior muestra valores que están por encima de esta estimación. Se puede observar que el tramo previo a la transición muestra valores bajos de paleointensidad junto a direcciones cuyo VGP medio no coincide con el GAD. Esta situación apoya la interpretación de un registro del CMT de régimen anómalo durante el cual disminuye el dipolo axial y se producen direcciones anómalas. El tramo posterior de polaridad normal, cuyo VGP medio tampoco coincide con el GAD, muestra un aumento en las paleointensidades obtenidas (aunque muy por debajo del valor del campo actual). Dada la sucesión de polaridades e intensidades podría decirse que el registro de la secuencia de Apnia se ajusta al patrón asimétrico de intensidad descrito para las transiciones de polaridad, pero los datos son insuficientes para asegurarlo y existen otras interpretaciones posibles, como la de un registro del campo promediado débil.

En la subsecuencia de Korkhi inferior se obtienen VADM de 41.1 y 37.4 ZAm², con cada procedimiento propuesto Thellier y CCRIT y enfoque multimétodo, respectivamente, junto a una sucesión de polaridades normales estables, por lo que el registro coincide con los cálculos de un campo promediado en el tiempo de baja intensidad. Por otra parte, teniendo en cuenta un campo promediado en el tiempo similar al actual, podría tratarse de una caída de intensidad previa a una inversión de polaridad, durante la cual las direcciones todavía son estables, si nos basamos en otras observaciones realizadas donde se establece que la transición en intensidad comienza antes que la transición en dirección (Valet et al., 2012). Sin embargo, los datos también son insuficientes para defender esta interpretación.

La subsecuencia de Korkhi superior es un registro reducido de polaridades inversas-intermedias, que produce un único valor de VADM de 128 ZAm² arrojado por el enfoque multimétodo, aunque proviene de la media de tres determinaciones individuales con el método IZZI y criterios de selección usados habitualmente en la bibliografía. También se ha obtenido una determinación individual MSP-DSC de 147 ZAm² en una colada suprayacente que puede apoyar el resultado anterior de un alto VADM. Además, se ha obtenido otro valor de intensidad en una determinación individual del método Thellier-Thellier en una colada subyacente, que arroja un VADM de 16 ZAm². Estos resultados pueden encajar en la descripción de un registro producido al final de un periodo transicional, justo antes de la inversión completa de polaridad, donde hay una alta variabilidad direccional y comienza a producirse la recuperación del CMT con un rebote en la intensidad. Sin embargo, se trata de un solo dato fiable obtenido mediante uno de los métodos tipo Thellier.

Por último, la secuencia de Dashbashi con polaridades intermedias, inversas e inversas de baja latitud VGP, muestra un VADM promediado de 62.4 ZAm^2 , obtenido mediante el método MSP-DB. Según la experiencia en los resultados MSP-DB y MSP-DSC en las secuencias de Apnia y Korkhi, es probable que el valor de VADM obtenido en esta secuencia esté sobreestimado en un 20%. Al descontar este porcentaje se obtiene un resultado de 49.9 ZAm^2 , que coincide con los resultados de dipolo promediado de intensidad baja. La falta de unos resultados de mayor calidad, como los obtenidos en Apnia y Korkhi, no permite una interpretación precisa.

El análisis realizado en las tres secuencias ofrece tres situaciones diferentes. En la primera de ellas, Apnia, se puede descartar un valor de campo promediado débil gracias a las direcciones paleomagnéticas obtenidas que describen un cambio de polaridad completa. En este caso, al tratarse de intensidades debilitadas al inicio de una transición, los valores del campo durante un periodo estable serían más intensos. De esta forma, las paleointensidades obtenidas contribuyen a reforzar la línea de resultados en la que se obtiene un campo promediado similar al actual para los periodos de polaridad estable.

Las paleointensidades bajas obtenidas en Korkhi inferior podrían representar la caída de paleointensidad previa a la inversión inferior del subcrón Kaena. Esta interpretación está respaldada por valores de VADM bajos, mucho más débiles que el actual ($\sim 80 \text{ ZAm}^2$) y una dirección paleomagnética media que no coincide con el polo esperado. Sin embargo, la interpretación de Korkhi inferior como un registro de campo estable no puede descartarse por completo, porque la dirección paleomagnética media muestra solo una desviación moderada respecto a la esperada, y los VADM obtenidos son muy cercanos a los resultados generales de los estudios que señalan valores de intensidad de campo relativamente bajos durante los periodos CMT estables. Sin embargo, el valor medio obtenido en Korkhi inferior es de entre 41.1 y 37.4 ZAm^2 , algo más débil que en algunos de estos estudios de campo promediado débil.

Korkhi superior es una secuencia corta que no permite una imagen más completa del comportamiento del CMT. Según las polaridades obtenidas, que nos llevan a pensar en un registro de régimen del CMT anómalo, las paleointensidades tampoco coincidirían con el resultado de un campo promediado débil en periodos de polaridad estable.

9. CONCLUSIONS



Conclusions 355

Conclusiones 359

CONCLUSIONS

Rock magnetic, paleomagnetic and paleointensity analyses have been carried out in the present thesis, *Variation of the absolute paleointensity of the Earth's magnetic field recorded in basaltic lava flow sequences from the volcanic region of Djavakheti (Georgia)*, yielding the following conclusions:

Three sequences have been studied: Apnia, Korkhi and Dashbashi. The Apnia sequence consists of 20 basaltic lava flows and has an age between 3.75 ± 0.25 Ma and 3.09 ± 0.10 Ma, which has been obtained by means of K-Ar dating. The Korkhi sequence comprises 27 andesitic basalt lava flows and is divided by an erosion surface into two sub-sequences of different ages. The 17 flows of the Lower-Korkhi sub-sequence yield K-Ar ages of 3.08 ± 0.09 Ma and 3.11 ± 0.20 Ma. The remaining 10 flows form the Upper-Korkhi sub-sequence, which has a K-Ar age of 1.85 ± 0.08 Ma. The Dashbashi sequence comprises 17 basalt and andesitic basalt lava flows. Two paleosoil levels divide the sequence into three different volcanic emission intervals, which are formed by seven, eight and two flows, respectively. The first section has a K-Ar age of 3.45 ± 0.25 Ma and the second one has a K-Ar age of 2.45 ± 0.25 Ma.

ROCK MAGNETIC EXPERIMENTS

- i) Thermomagnetic curves allow to distinguish four different kinds of behavior. The most clearly reversible type H curves and the slightly less reversible type H * curves show a single magnetic phase with a high Curie temperature near 580 °C. Irreversible type M and L curves show two different magnetic phases in the heating curve: A high Curie temperature and an intermediate Curie temperature phase in type M curves, and a high Curie temperature and low Curie temperature phase in type L curves. Samples showing irreversible behavior have not been used for paleointensity experiments.
- ii) The main carrier of magnetization is low-Ti titanomagnetite.
- iii) In addition, other magnetic minerals have been observed in certain samples: titanomagnetite with a higher content of titanium and titanomaghemite, produced by low-temperature oxidation (maghemitization).
- iv) Remanence carrying minerals, display a pseudo-monodomain behavior (PSD), which is interpreted as a due to a mixture of SD and MD grains.
- v) Ilmenite exsolution generated by deuteric oxidation at high temperatures in titanomagnetite could be observed by means of ore microscopy analysis, indicating that the recorded magnetization is an original thermoremanence and the effective grain size is reduced.

PALEOMAGNETIC ANALYSIS

Thermal and alternating field demagnetization experiments have allowed to determine paleomagnetic directions recorded in all lava flows from the three sequences, except for the sequence of Dashbashi, where one of the flows yields no coherent results:

- i) In the Apnia sequence, paleomagnetic results show a succession of 14 reverse polarity flows, 1 intermediate polarity flow and 5 normal polarity flows, from top to bottom. Normal and reverse polarity directions do not agree with the expected one for the age of the sequence and are not antipodal. The possibility of tectonic rotations in the sequence has been ruled out. Analysis of polarities, VGP scatter, directional groups, emission rates and K-Ar ages allows two non-exclusive interpretations: (1) the sequence represents a Gauss-Matuyama transition record or a record of a composite transition from sub-chron C2Ar to C2An-2n or (2) it is a record in which the recording time has not been enough to correctly average PSV, thus producing directions that do not agree with the expected averaged behavior.
- ii) In the Lower-Korkhi section a sequence of 17 normal polarity flows has been observed. The mean paleomagnetic direction does not match the expected one. A low VGP scatter and a high emission rate can be observed. This points towards a stable EMF record with non-averaged PSV. According to K-Ar dates, Lower-Korkhi records a section of the Gauss chron.
- iii) The Upper-Korkhi sequence shows 8 low latitude VGPs, which vary between 45° and 70°, so that they can be related to reverse-intermediate polarity directions. Their mean VGP shows a high scatter and does not agree with the expected pole. Analysis of paleomagnetic directions, VGP scatter, directional groups, emission rates and K-Ar ages, allows to interpret the sequence as a record produced during the C2r-1r to Olduvai or the Olduvai to C1r-2r polarity transition.
- iv) The Dashbashi sequence is divided into three sections, lower, central and upper Dashbashi. Paleomagnetic results obtained in the lower section show 6 lava flows with reverse polarity, 3 of which have a low VGP latitude, with less than 60°, and another flow that does not yield coherent results. In the central section 7 reverse polarities are obtained, 2 of them with low latitude VGPs. In another lava flow of this section, two different directions have been observed, yielding two possible polarities. One of them is reverse and the other one is a low VGP latitude intermediate polarity. The upper section shows two low latitude reverse polarity VGPs. Geomagnetic poles of all sections do not agree with the expected one, and tectonic rotations between the different sections and/or of the complete sequence cannot be ruled out.

ABSOLUTE PALEOINTENSITY DETERMINATIONS

- i) Two different methods have been used to obtain high quality paleointensity determinations. The first one is based on the application of very strict quality criteria (CCRIT; Tauxe et al., 2016) and an automatic interpretation of Thellier type paleointensity determinations. Application of this procedure in the Apnia sequence yielded paleointensity results of high reliability in 8 of the 20 lava flows that make up the sequence. They can be considered high reliability data. In the lower reverse-polarity section, 7 VADM values were obtained that vary between 28.6 and 45.6 ZAm². In the upper normal-polarity section, a result was only obtained in a single lava flow, yielding a VADM of 54.6 ZAm². In the Korkhi sequence, 3 lava flows from the Lower-Korkhi sub-sequence meet the CCRIT criteria, yielding VADM values of 27.4, 46.2 and 49.8 ZAm².
- ii) The second procedure for obtaining high quality paleointensity values is a multi-method approach. Paleointensities are determined by comparing and combining the results obtained by Thellier-type methods and the domain-state corrected multispecimen method (MSP-DSC). For the Thellier type determinations, usually applied criteria and threshold values have been used. In the Apnia sequence paleointensities were obtained for all lava flows. In the lower reverse-polarity section VADMs vary between 21.2 and 41.8 ZAm², the transitional polarity flow yields a VADM of 42.9 ZAm², while in the upper normal-polarity section VADM values vary between 50.9 and 70.5 ZAm². In Korkhi, paleointensities have been obtained in 13 of the 27 flows that make up the sequence. In the Korkhi-Lower subsequence, VADMs vary between 24.2 and 56.1 ZAm². In Upper-Korkhi, a single result with a VADM of 128 ZAm² has been obtained.
- iii) The results obtained with both strategies, Thellier type determinations with CCRIT criteria and the multi-method approach, show different success rates. With the former, 11 paleointensity results have been obtained and with the latter, 34. Average VADMs obtained with both methods in the lower and upper Apnia sections and in Lower-Korkhi generally show similar values. On the other hand, in Upper-Korkhi only a multi-method result is obtained.
- iv) In the Dashbashi sequence, only the multispecimen method without corrections (MSP-DB) has been applied. Very different paleointensity values have been obtained in 10 lava flows. VADMs vary between 15.9 ZAm² and 85.2 ZAm². If a correction to account for an overestimation of 20% due to the use of the MSP method without corrections, is applied, VADM values vary between 12.7 ZAm² and 68.2 ZAm².

INTERPRETATION OF PALEOINTENSITY RESULTS

- i) Application of both strategies for obtaining high reliability data yield paleointensity results lying in all cases below half the intensity of the current magnetic field, except in Upper-Korkhi, where only a single datum was obtained, yielding a peak value associated to intermediate transitional directions. The normal-polarity upper Apnia section, which overlies a transitional polarity flow, shows an average intensity $10 \mu\text{T}$ greater than that of the lower section with the results provided by both strategies. The intensity increase can be associated to the intensity rebound that occurs after a polarity reversal and has been observed in other studies. VADM values in the Apnia sequence, obtained with Thellier type determinations applying the CCRIT criteria in the sections underlying and overlying the transitional polarity flow yield respectively 36.6 and 54.6 ZAm^2 , and with the multi-method, 30.8 and 60.9 ZAm^2 . It can be recognized that the VADM of the lower Apnia section, before the polarity change, lies below the dipole moment associated to the most recent time-averaged stable field estimates for the last 5 Ma , while that of the upper section lies above. Taking into account the succession of polarities in the Apnia sequence and the fact that mean paleomagnetic directions from both sections of the sequence are not antipodal and do not agree with the GAD, it can be inferred that these results can be associated to the asymmetric intensity pattern described for polarity transitions.
- ii) In the Lower-Korkhi subsequence, VADM values of 41.1 and 37.4 ZAm^2 together with a succession of stable normal polarities were observed. Thus, the record agrees with that of a low-intensity time-averaged stable field. However, the interpretation can be also based on a time-averaged stable field with a dipole moment similar to the current one. In that case and taking into account that the VGPs obtained in this sequence do not agree with the expected pole, Lower-Korkhi could record the intensity drop before the lower polarity transition of the Kaena subchron.
- ii) The Upper-Korkhi subsequence is a short record of reverse-intermediate polarities that produces a single VADM value of 128 ZAm^2 . It would agree with the description of a post-transitional period, with an intensity rebound during the recovery of the EMF.

METHODOLOGY

- i) MSP determinations carried out on the Apnia and Korkhi sequences have shown a general trend, with some exceptions, in which the MSP-DB paleointensities produce values around 20% above the values obtained with MSP-DSC.
- ii) After comparing MSP-DSC and Thellier type results, it has been observed that many of the MSP-DSC paleointensities that do not meet the threshold values of the proposed selection criteria, nevertheless agree with the Thellier paleointensities. Therefore, a revision considering more flexible threshold values for the MSP criteria is proposed.

CONCLUSIONES

Los análisis de magnetismo de rocas, paleomagnetismo y paleointensidades llevados a cabo en las secuencias de coladas de lava de Apnia, Korkhi y Dashbashi, que han sido objeto de estudio en esta tesis (*Variación de la paleointensidad absoluta del campo magnético terrestre registrada en secuencias de coladas basálticas de la región volcánica de Djavakheti (Georgia)*), han permitido llegar a las conclusiones que se enumeran a continuación.

Las tres secuencias estudiadas son Apnia, Korkhi y Dashbashi. La secuencia de Apnia está constituida por 20 coladas de lava basálticas y presenta una edad comprendida entre 3.75 ± 0.25 Ma y 3.09 ± 0.10 Ma, obtenida mediante dataciones radioisotópicas K-Ar. La secuencia de Korkhi comprende 27 coladas de lava de basalto andesítico y presenta una superficie de erosión que la divide en dos subsecuencias de diferente edad. Las primeras 17 coladas corresponden a la subsecuencia de Korkhi inferior, la cual presenta edades K-Ar de 3.08 ± 0.09 Ma y 3.11 ± 0.20 Ma. Las 10 coladas restantes constituyen la subsecuencia de Korkhi superior, con una edad K-Ar de 1.85 ± 0.08 Ma. La secuencia de Dashbashi comprende 17 coladas de basaltos y andesitas basálticas. A partir de la identificación de dos niveles de paleosuelos intercalados en la secuencia, se divide en tres intervalos de emisión volcánica, de siete, ocho y dos coladas respectivamente. La primera sección se ha datado con una edad K-Ar de 3.45 ± 0.25 Ma y la segunda sección presenta una edad K-Ar de 2.45 ± 0.25 Ma.

EXPERIMENTOS DE MAGNETISMO DE LAS ROCAS

- i) Las curvas termomagnéticas han permitido diferenciar cuatro tipos de comportamiento diferentes: Dos tipos de curvas reversibles, uno de mayor (tipo H) y otro de menor reversibilidad (tipo H*) con una única fase magnética de alta temperatura de Curie cercana a los 580°C y dos tipos de curva irreversibles. Estas contienen dos fases magnéticas diferentes en la curva de calentamiento, una de ellas de alta temperatura de Curie y otra de temperatura de Curie media (tipo M) en unos casos y baja en otros (tipo L). Las muestras con comportamientos irreversibles no se han utilizado en los experimentos de paleointensidad.
- ii) El principal mineral portador de la magnetización es titanomagnetita con bajo contenido en titanio.
- iii) Además, en ciertas muestras se han observado otros minerales magnéticos: titanomagnetita con mayor contenido en titanio y titanomaghemitas, producto de la oxidación a bajas temperaturas (maghemitización).
- iv) Los minerales portadores de la magnetización tienen un comportamiento pseudo-monodominio (PSD), que se interpreta como resultado de una mezcla de granos SD y MD.
- v) Los análisis de microscopia han permitido observar exoluciones de ilmenita en la titanomagnetita, generados por procesos de oxidación deutérica a altas temperaturas. Este proceso indica que la magnetización registrada es una termorremanencia original y reduce el tamaño eficaz de grano.

ANÁLISIS PALEOMAGNÉTICOS

Los experimentos de desmagnetización térmica y por campos alternos han permitido obtener las direcciones paleomagnéticas registradas en todas las coladas de lava que constituyen cada una de las secuencias objeto de estudio, a excepción de la secuencia de Dashbashi, donde una de las coladas no arroja resultados coherentes.

- i) En la secuencia de Apnia los resultados paleomagnéticos muestran una sucesión de 14 polaridades inversas, 1 polaridad intermedia y 5 polaridades normales, de arriba a abajo. Las poblaciones de direcciones de polaridad normal e inversa no coinciden con la dirección esperada para la edad de la secuencia y no son antipodales entre sí. La posibilidad de rotaciones tectónicas en la secuencia se ha descartado. Las polaridades obtenidas, análisis de la dispersión de los VGP, grupos direccionales, tasas de emisión y edades K-Ar permiten dos interpretaciones no excluyentes: (1) la secuencia representa un registro de la transición Gauss-Matuyama o de una transición compuesta que abarca desde el subcron C2Ar hasta el C2An-2n o (2) se trata de un registro donde el tiempo registrado no ha sido suficiente para promediar de forma correcta la PSV, produciendo direcciones que no coinciden con el comportamiento promediado esperado.
- ii) En subsecuencia de Korkhi inferior se ha observado una sucesión de 17 polaridades normales. La media de las direcciones paleomagnéticas no coincide con la esperada. Se observa una dispersión angular de los VGP por debajo de la esperada y una alta tasa de emisión. Todo ello apunta hacia un registro de CMT estable donde la PSV no está promediada. Según las dataciones K-Ar, Korkhi inferior corresponde a un tramo del cron Gauss.
- iii) La secuencia de Korkhi superior muestra 8 VGP con una latitud baja, la cual varía entre 45° y 70°, por lo que se pueden asociar a direcciones de polaridad inversa-intermedia. El VGP medio calculado a partir de estos muestra una alta dispersión y no coincide con el polo esperado para la misma edad. El análisis de las direcciones paleomagnéticas, la dispersión de los VGP, grupos direccionales, tasas de emisión y edades K-Ar, permiten interpretar la secuencia como un registro producido durante la transición de polaridad del subcron C2r-1r al Olduvai o de Olduvai al subcron C1r-2r.
- iv) La secuencia de Dashbashi se divide en tres secciones, inferior, central y superior. Los resultados paleomagnéticos obtenidos en la sección inferior muestran 6 coladas de lava con polaridad inversa, de las cuales 3 presentan una baja latitud en su VGP, inferior a 60°, y otra colada que no arroja resultados coherentes. En la sección central se obtienen 7 polaridades inversas, 2 de ellas con VGP de baja latitud. En otra de las coladas de lava de esta sección se han observado dos direcciones distintas, dando lugar a dos posibles polaridades, una de ellas inversa y la otra intermedia con un VGP de baja latitud. Por último, la sección superior muestra dos polaridades inversas de baja latitud. El polo geomagnético de cada sección no coincide con el polo esperado y no se descartan las rotaciones tectónicas entre las diferentes secciones y/o de la secuencia completa.

DETERMINACIONES DE LA PALEOINTENSIDAD ABSOLUTA

- i) Se han utilizado dos procedimientos diferentes para la obtención de determinaciones de paleointensidad de alta calidad. El primero de ellos consiste en la utilización de unos criterios de calidad muy estrictos (CCRIT; Tauxe et al., 2016) y una interpretación automática sobre determinaciones de paleointensidad absoluta tipo Thellier. Con este método, en la secuencia de Apnia se han obtenido valores de paleointensidad en 8 coladas de las 20 que constituyen la secuencia, considerándose datos de alta fiabilidad. En el tramo inferior de polaridad inversa, los 7 VADM obtenidos varían entre 28.6 y 45.6 ZAm². En el tramo superior de polaridad inversa se obtuvo un resultado en una única colada de lava, con un VADM de 54.6 ZAm². En la secuencia de Korkhi superan los criterios CCRIT 3 coladas de lava, correspondientes a la subsecuencia Korkhi inferior, con valores de VADM de 27.4, 46.2 y 49.8 ZAm².
- ii) El segundo procedimiento para la obtención de valores de paleointensidad de alta calidad es un enfoque multimétodo. Consiste en la obtención de paleointensidades mediante la comparación y combinación de resultados obtenidos mediante métodos de tipo Thellier y el método multiespécimen con corrección del estado de dominios (MSP-DSC). En este caso, para las determinaciones de tipo Thellier, se han empleado criterios y valores límite usados de forma habitual en ese tipo de estudios. En la secuencia de Apnia se han obtenido paleointensidades para todos los flujos de lava. En el tramo inferior de polaridad inversa los VADM varían entre 21.2 y 41.8 ZAm², la colada de polaridad transicional muestra un VADM de 42.9 ZAm², mientras que en el tramo superior de polaridad normal, los valores de los VADM varían entre 50.9 y 70.5 ZAm². En Korkhi se han obtenido paleointensidades en 13 de las 27 coladas que la conforman. En la subsecuencia de Korkhi inferior los VADM varían entre 24.2 y 56.1 ZAm². En Korkhi superior se ha obtenido un único resultado de VADM de 128 ZAm².
- iii) Los resultados obtenidos con ambas estrategias, determinaciones tipo Thellier con criterios CCRIT y enfoque multimétodo, muestran una tasa de éxito diferente. Con el primero se han obtenido 11 datos y con el segundo 34. Los VADM medios obtenidos con cada método en los tramos inferior y superior de Apnia y Korkhi inferior muestran valores similares en general. Por otra parte, en Korkhi superior solo se obtiene un resultado, con el enfoque multimétodo.
- iv) En la secuencia de Dashbashi únicamente se ha aplicado el método multiespécimen sin correcciones (MSP-DB). Se han obtenido paleointensidades individuales muy dispares en 10 coladas de lava. Los VADM correspondientes varían entre 15.9 ZAm² y 85.2 ZAm². Si se aplica una corrección por sobrestimación del 20% debido al uso del método MSP sin correcciones, los valores de VADM pasan a ser de entre 12.7 ZAm² y 68.2 ZAm².

INTERPRETACIÓN DE LOS VALORES DE INTENSIDAD

- i) Todas las paleointensidades determinadas con las dos estrategias para la obtención de datos de alta fiabilidad, están por debajo de la mitad de la intensidad del campo magnético actual, excepto en Korkhi superior, donde solo se dispone de un dato con un valor pico asociado a direcciones intermedias-transicionales. El tramo superior de polaridades normales de Apnia, situado sobre la polaridad transicional, muestra una intensidad media $10 \mu\text{T}$ mayor que la del tramo inferior en los resultados proporcionado por ambas estrategias. El aumento de intensidad se ajusta al rebote en intensidad que se produce tras una inversión de polaridad, y que se ha observado en otros trabajos.
- ii) Los valores de VADM obtenidos en los tramos previo y posterior a la polaridad transicional de la secuencia de Apnia, son respectivamente de 36.6 y 54.6 ZAm^2 con la estrategia de determinaciones tipo Thellier bajo el criterio CCRIT, y de 30.8 y 60.9 ZAm^2 con el multimétodo. Se puede observar que el VADM de la parte inferior de Apnia, antes del cambio de polaridad, está por debajo de las estimaciones más recientes del momento dipolar correspondiente al campo estable promediado para los últimos 5 Ma , y el del tramo superior, por encima. Dada la sucesión de polaridades que muestra la secuencia, y recordando que las direcciones paleomagnéticas de ambas poblaciones de polaridad no son antipodales y no coinciden con el GAD, puede decirse que estos resultados se ajustan al patrón asimétrico de intensidad descrito para las transiciones de polaridad.
- iii) En la subsecuencia de Korkhi inferior se obtienen VADM de 41.1 y 37.4 ZAm^2 junto a una sucesión de polaridades normales estables, por lo que el registro coincide con los cálculos de un campo promediado en el tiempo de baja intensidad. Sin embargo, si la interpretación se basa en un valor promediado del CMT estable similar al actual, y teniendo en cuenta que los VGP obtenido en esta secuencia no coinciden con el polo esperado, Korkhi inferior podría representar la caída de paleointensidad previa a la inversión de polaridad inferior del subcron Kaena.
- iv) La subsecuencia de Korkhi superior es un registro reducido de polaridades inversas-intermedias que produce un único valor de VADM de 128 ZAm^2 . Podría ajustarse a la descripción del periodo posterior a una transición, donde se produce un rebote de la intensidad durante la recuperación del CMT.

ASPECTOS METODOLÓGICOS

- i) Las determinaciones MSP llevadas a cabo sobre las secuencias de Apnia y Korkhi han mostrado una tendencia general, con excepciones, en la que las paleointensidades MSP-DB producen valores en torno a un 20% por encima de los valores obtenidos con MSP-DSC.
- ii) Tras la comparación de resultados MSP-DSC y tipo Thellier se ha observado que muchas de las paleointensidades MSP-DSC que no superan los valores umbral de los criterios de selección propuestos, coinciden con las paleointensidades Thellier, por lo que se propone una revisión de los valores límite de los criterios MSP bajo un punto de vista más flexible.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- Adamia, S., Alania, V., Chabukiani, A., Chichua, G., Enukidze, O., 2010. Evolution of the Late Cenozoic basins of Georgia (SW Caucasus): a review. *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 340, 239–259. doi:10.1144/SP340.11
- Adamia, S., Zakariadze, G., Chkhotua, T., Sadradze, N., Tsereteli, N., Chabukiani, A., Gventsadze, A., 2011. Geology of the Caucasus: A Review. *Turkish J. Earth Sci. J. Earth Sci.* Copyr. ©TÜBITAK 20, 489–544. doi:10.3906/yer-1005-11
- Aitken, M.J., Allsop, A.L., Bussell, G.D., Winter, M.B., 1988. Determination of the intensity of the Earth's magnetic field during archaeological times: reliability of the Thellier technique. *Rev. Geophys.* 26, 3–12.
- Amit, H., Leonhardt, R., Wicht, J., 2010. Polarity reversals from paleomagnetic observations and numerical dynamo simulations. *Space Sci. Rev.* 155, 293–335. doi:10.1007/s11214-010-9695-2
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R., Davtyan, V., 2010. Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 340, 393–408. doi:10.1144/sp340.17
- Avagyan, A., Sosson, M., Philip, H., Karakhanian, A., Rolland, Y., Melkonyan, R., Rebai, S., Davtyan, V., 2005. Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodin. Acta* 18, 401–416. doi:10.3166/ga.18.401-416
- Beer, J., McCracken, K., von Steiger, R., 2012. *Cosmogenic Radionuclides, Physics of Earth and Space Environments.* Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. doi:10.1007/978-3-642-14651-0
- Besse, J., Courtillot, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *J. Geophys. Res.* 107, 2300. doi:10.1029/2000JB000050
- Biggin, A., Poidras, T., 2006. First-order symmetry of weak-field partial thermoremanence in multi-domain ferromagnetic grains. 1. Experimental evidence and physical implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 438–453. doi:10.1016/j.epsl.2006.02.035
- Biggin, A.J., McCormack, A., Roberts, A., 2010. Paleointensity Database Updated and Upgraded. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 91, 15. doi:10.1029/2010EO020003
- Biggin, A.J., Paterson, G. a., 2014. A new set of qualitative reliability criteria to aid inferences on palaeomagnetic dipole moment variations through geological time. *Front. Earth Sci.* 2, 1–9. doi:10.3389/feart.2014.00024
- Biggin, A.J., Piispa, E.J., Pesonen, L.J., Holme, R., Paterson, G.A., Veikkolainen, T., Tauxe, L., 2015. Palaeomagnetic field intensity variations suggest Mesoproterozoic inner-core nucleation. *Nature* 526, 245–248. doi:10.1038/nature15523
- Bloxham, J., Gubbins, D., Jackson, A., 1989. Geomagnetic Secular Variation. *Philos. Trans. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.* 329, 415–502. doi:10.1098/rsta.1989.0087
- Bogue, S.W., Coe, R.S., 1984. Transitional Paleointensities From Kauai, Hawaii, and Geomagnetic Reversal Models. *J. Geophys. Res.* 89, 10341–10354. doi:10.1029/JB089iB12p10341
- Bogue, S.W., Glen, J.M.G., 2010. Very rapid geomagnetic field change recorded by the partial remagnetization of a lava flow. *Geophys. Res. Lett.* 37, 1–5. doi:10.1029/2010GL044286
- Bogue, S.W., Paul, H.A., 1993. Distinctive field behavior following geomagnetic reversals. *Geophys. Res. Lett.* 20, 2399–2402. doi:10.1029/93GL02473
- Bogue SW, Merrill RT (1992) The Character of the Field During Geomagnetic Reversals. *Annu Rev Earth Planet Sci* 20:181–219. doi: 10.1146/annurev.ea.20.050192.001145
- Bol'shakov, A.S., Shcherbakova, V., 1979. A thermomagnetic criterion for determining the domain structure of ferrimagnetics. *Izv. Akad. Nauk. SSSR* 15, 111–117.
- Borisova, G.P., Sologashvili, J.Z., 1985. The geomagnetic field intensity at the Gauss-Matuyama geomagnetic epoch boundary (according to volcanic rock magnetization of the thoki section).

- Bowles, J.A., Jackson, M.J., Berquó, T.S., Sølheid, P.A., Gee, J.S., 2013. Inferred time- and temperature-dependent cation ordering in natural titanomagnetites. *Nat. Commun.* 4, 1916. doi:10.1038/ncomms2938
- Brown, M.C., Holme, R., Bargery, A., 2007. Exploring the influence of the non-dipole field on magnetic records for field reversals and excursions. *Geophys. J. Int.* 168, 541–550. doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03234.x
- Butler R, Edition E, Butler BR (1998) *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes.* Electron Ed 319. doi: 10.1006/icar.2001.6754
- Caccavari, A., Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Huaiyu, H., Vashakidze, G., Vegas, N., 2014. Palaeomagnetism and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age of a Pliocene lava flow sequence in the Lesser Caucasus: Record of a clockwise rotation and analysis of palaeosecular variation. *Geophys. J. Int.* 197, 1354–1370. doi:10.1093/gji/ggu097
- Calvo, M., Prévot, M., Perrin, M., Riisager, J., 2002. Investigating the reasons for the failure of palaeointensity experiments: a study on historical lava flows from Mt. Etna (Italy). *Geophys. J. Int.* 149, 44–63. doi:10.1046/j.1365-246X.2002.01619.x
- Calvo-Rathert, M., Bógalo, M.F., Gogichaishvili, A., Sologashvili, J., Vashakidze, G., 2013. New paleomagnetic and paleointensity data from Pliocene lava flows from the Lesser Caucasus. *J. Asian Earth Sci.* 73, 347–361. doi:10.1016/j.jseas.2013.04.039
- Calvo-rathert M, Contreras JM, Carrancho Á, et al (2018) Inter-laboratory reproducibility of archaeointensity determinations with a multimethod approach on archaeological material reproductions. *Geophys J Int Submitted*
- Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Bógalo, M.F., Vegas-Tubía, N., Carrancho, Á., Sologashvili, J., 2011. A paleomagnetic and paleointensity study on Pleistocene and Pliocene basaltic flows from the Djavakheti Highland (Southern Georgia, Caucasus). *Phys. Earth Planet. Inter.* 187, 212–224. doi:10.1016/j.pepi.2011.03.008
- Calvo-Rathert, M., Goguitchaichvili, A., Sologashvili, D., Villalaín, J.J., Bógalo, M.F., Carrancho, A., Maissuradze, G., 2008. New paleomagnetic data from the hominin bearing Dmanisi paleo-anthropologic site (southern Georgia, Caucasus). *Quat. Res.* 69, 91–96. doi:10.1016/j.yqres.2007.09.001
- Calvo-Rathert, M., Morales-Contreras, J., Carrancho, Á., Goguitchaichvili, A., 2016. A comparison of Thellier-type and multispecimen paleointensity determinations on Pleistocene and historical lava flows from Lanzarote (Canary Islands, Spain). *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 3638–3654. doi:10.1002/2016GC006396
- Camps, P., Ruffet, G., Shcherbakov, V.P., Shcherbakova, V. V., Prévot, M., Moussine-Pouchkine, A., Sholpo, L., Goguitchaichvili, A., Asanidzé, B., 1996. Paleomagnetic and geochronological study of a geomagnetic field reversal or excursion recorded in pliocene volcanic rocks from Georgia (Lesser Caucasus). *Phys. Earth Planet. Inter.* 96, 41–59. doi:10.1016/0031-9201(95)03110-3
- Carcaillet, J.T., Bourlès, D.L., Thouveny, N., 2004. Geomagnetic dipole moment and ¹⁰Be production rate intercalibration from authigenic ¹⁰Be/ ⁹Be for the last 1.3 Ma. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. doi:10.1029/2003GC000641
- Chadima, M., Hroudá, F., 2006. Remasoft 3.0 a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer. *Trav. Géophysiques XXVII*, 20–21.
- Channell, J.E.T., Curtis, J.H., Flower, B.P., 2004. The Matuyama-Brunhes boundary interval (500-900 ka) in North Atlantic drift sediments. *Geophys. J. Int.* 158, 489–505. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02329.x
- Channell, J.E.T., Curtis, J.H., Flower, B.P., 2004. The Matuyama-Brunhes boundary interval (500-900 ka) in North Atlantic drift sediments. *Geophys. J. Int.* 158, 489–505. doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02329.x
- Channell, J.E.T., Lehman, B., 1997. The last two geomagnetic polarity reversals recorded in high-deposition-rate sediment drifts. *Nature* 389, 712–715. doi:10.1038/39570
- Chauvin, A., Roperch, P., Duncan, R.A., 1990. Records of geomagnetic reversals from volcanic islands of French Polynesia: 2. Paleomagnetic study of a flow sequence (1.2–0.6 Ma) from

- the Island of Tahiti and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res.* 95, 2727. doi:10.1029/JB095iB03p02727
- Chernyshev, I. V., Lebedev, V.A., Arakelyants, M.M., 2006. K-Ar dating of quaternary volcanics: Methodology and interpretation of results. *Petrology* 14, 62–80. doi:10.1134/S0869591106010061
- Clement, B.M., 1991. Geographical distribution of transitional VGPs: Evidence for non-zonal equatorial symmetry during the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 48–58. doi:10.1016/0012-821X(91)90236-B
- Clement, B.M., 2004. Dependence of the duration of geomagnetic polarity reversals on site latitude. *Nature* 428, 637–640. doi:10.1038/nature02459
- Clement, B.M., Kent, D. V., 1984. Latitudinal dependency of geomagnetic polarity transition durations. *Nature* 310, 488–491. doi:10.1038/310488a0
- Coe, R.S., 1967. Paleo-intensities of the Earth's magnetic field determined from Tertiary and Quaternary rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 3247–3262. doi:10.1029/JZ072i012p03247
- Coe, R.S., Glen, J.M.G., 2013. The Complexity of Reversals, in: *Geophysical Monograph Series*. pp. 221–232. doi:10.1029/145GM16
- Coe, R.S., Grommé, S., Mankinen, E.A.A., Gromme, S., Mankinen, E.A.A., 1978. Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low. *J. Geophys. Res.* 83, 1740–1756. doi:10.1029/JB083iB04p01740
- Coe, R.S., Jarboe, N.A., Le Goff, M., Petersen, N., 2014. Demise of the rapid-field-change hypothesis at Steens Mountain: The crucial role of continuous thermal demagnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 400, 302–312. doi:10.1016/j.epsl.2014.05.036
- Coe, R.S., Prévot, M., 1989. Evidence suggesting extremely rapid field variation during a geomagnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 92, 292–298. doi:10.1016/0012-821X(89)90053-8
- Coe, R.S., Prévot, M., Camps, P., 1995. New evidence for extraordinarily rapid change of the geomagnetic field during a reversal. *Nature* 374, 687–692. doi:10.1038/374687a0
- Coe, R.S., Singer, B.S., Pringle, M.S., Zhao, X., 2004. Matuyama-Brunhes reversal and Kamikatsura event on Maui: Paleomagnetic directions, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 667–684. doi:10.1016/j.epsl.2004.03.003
- Constable, C.G., Tauxe, L., Parker, R.L., 1998. Analysis of 11 Myr of geomagnetic intensity variation. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 17735–17748. doi:10.1029/98JB01519
- Cox, A., 1968. Lengths of geomagnetic polarity intervals. *J. Geophys. Res.* 73, 3247–3260. doi:10.1029/JB073i010p03247
- Cox, A., 1969. Geomagnetic Reversals. *Science* (80). 163, 237–245. doi:10.1126/science.163.3864.237
- Cox, A., Doell, R.R., Dalrymple, G.B., 1964. Reversals of the Earth's Magnetic Field. *Science* (80). 144, 1537–1543. doi:10.1126/science.144.3626.1537
- Cromwell, G., Johnson, C.L., Tauxe, L., Constable, C.G., Jarboe, N., 2018. PSV10 : a global data set for 0-10 Ma time-averaged field and paleosecular variation studies 1–71. doi:10.1002/2017GC007318
- Dagley, P., Lawley, E., 1974. Palaeomagnetic Evidence for the Transitional Behaviour of the Geomagnetic Field. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 36, 577–598. doi:10.1111/j.1365-246X.1974.tb00614.x
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.* 13, 260–267. doi:10.1016/0031-9201(77)90108-X
- Dekkers, M.J., Böhnell, H.N., 2006. Reliable absolute palaeointensities independent of magnetic domain state. *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 507–516. doi:10.1016/j.epsl.2006.05.040
- Demarest, H.H., 1983. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.* 88, 4321–4328. doi:10.1029/JB088iB05p04321
- Dunlop, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *J. Geophys. Res.* 107, EPM4-1-EPM4-22. doi:10.1029/2001JB000486

- Dunlop DJ, Özdemir Ö (2015) Magnetizations in Rocks and Minerals. In: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp 255–308
- Dunlop, D.J., Xu, S., 1994. Theory of partial thermoremanent magnetization in multidomain grains: 1. Repeated identical barriers to wall motion (single microcoercivity). *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 9005–9023. doi:10.1029/93JB02566
- Dziewonski, A.M., Woodhouse, J.H., 1987. Global Images of the Earth's Interior. *Science* (80-.). 236, 37–48. doi:10.1126/science.236.4797.37
- Fabian, K., 2003. Some additional parameters to estimate domain state from isothermal magnetization measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, 337–345. doi:10.1016/S0012-821X(03)00329-7
- Fabian, K., Leonhardt, R., 2007. Theoretical analysis and experimental tests of multiple specimen absolute paleointensity determination techniques, in: *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 9, p. 04510 (European Geosciences Union).
- Fabian, K., Leonhardt, R., 2010. Multiple-specimen absolute paleointensity determination: An optimal protocol including pTRM normalization, domain-state correction, and alteration test. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 84–94. doi:10.1016/j.epsl.2010.06.006
- Faccenna, C., Bellier, O., Martinod, J., 2006. Slab detachment beneath eastern Anatolia: a possible cause for the formation of the North Anatolian Fault Earth and Planetary. *Sci. Lett.* 242, 1–2. doi:10.1029/2002JB001757.
- Fanjat, G., 2012. Les fluctuations du champ magnétique terrestre : des variations séculaires récentes aux renversements. *GÉOSCIENCES MONTPELLIER*.
- Fisher, N.I., Lewis, T., Embleton, B.J.J., 1987. Statistical analysis of spherical data. doi:10.1017/CBO9780511623059
- Fisher R (1953) Dispersion on a Sphere. *Proc R Soc A Math Phys Eng Sci* 217:295–305. doi:10.1098/rspa.1953.0064
- Forte, A.M., Cowgill, E., Bernardin, T., Kreylos, O., Hamann, B., 2010. Late Cenozoic deformation of the Kura fold-thrust belt, southern Greater Caucasus. *Bull. Geol. Soc. Am.* 122, 465–486. doi:10.1130/B26464.1
- Fournier, A., Gallet, Y., Usoskin, I., Livermore, P.W., Kovaltsov, G. a, 2015. The impact of geomagnetic spikes on the production rates of cosmogenic ¹⁴C and ¹⁰Be in the Earth's atmosphere. *Geophys. Res. Lett.* 42, 2759–2766. doi:10.1002/2015GL063461
- Fuller, M., Williams, I., Hoffman, K.A., 1979. Paleomagnetic records of geomagnetic field reversals and the morphology of the transitional fields. *Rev. Geophys.* 17, 179–203. doi:10.1029/RG017i002p00179
- Gabunia, L., 2000. Earliest Pleistocene Hominid Cranial Remains from Dmanisi, Republic of Georgia: Taxonomy, Geological Setting, and Age. *Science* (80-.). 288, 1019–1025. doi:10.1126/science.288.5468.1019
- Gee, J.S., Cande, S.C., Hildebrand, J.A., Donnelly, K., Parker, R.L., 2000. Geomagnetic intensity variations over the past 780 kyr obtained from near-seafloor magnetic anomalies. *Nature* 408, 827–832. doi:10.1038/35048513
- Glatzmaier, G.A., Coe, R.S., 2015. Magnetic Polarity Reversals in the Core, in: Schubert, G. (Ed.), *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 279–295. doi:10.1016/B978-0-444-53802-4.00146-9
- Glatzmaiers, G.A., Roberts, P.H., 1995. A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal. *Nature* 377, 203–209. doi:10.1038/377203a0
- Gogitchaichvili, A., Caccavari, A., Calvo-Rathert, M., Morales, J., Solano, M.C., Vashakidze, G., Huaiyu, H., Vegas, N., 2016. Absolute paleointensity determinations by using of conventional double-heating and multispecimen approaches on a Pliocene lava flow sequence from the Lesser Caucasus. *Phys. Earth Planet. Inter.* 257, 158–170. doi:10.1016/j.pepi.2016.06.002
- Gogitchaichvili, A., Calvo, M., Sologashvili, D., Alva, L., Urrutia, J., Calvo-Rathert, M., Sologashvili, D., Alva, L., Urrutia, J., 2000. Palaeomagnetism of Georgian Plio-Quaternary volcanic provinces (Southern Caucasus): a pilot study. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 331, 683–690. doi:10.1016/S1251-8050(00)01471-3

- Goguitchaichvili A, Camps P, Urrutia-Fucugauchi J (2001a) On the features of the geodynamo following reversals or excursions: By absolute geomagnetic paleointensity data. *Phys Earth Planet Inter* 124:81–93. doi: 10.1016/S0031-9201(01)00190-X
- Goguitchaichvili A, Calvo-Rathert M, Sologashvili J, et al (2001b) A reconnaissance magnetostratigraphy of Georgian Plio-Quaternary volcanic provinces (southern Caucasus). *Geofis Int* 40:111–119
- Goguitchaichvili A, Alva-Valdivia LM, Urrutia-Fucugauchi J, et al (2001c) Paleomagnetic and paleointensity study of Oligocene volcanic rocks from Chihuahua (northern Mexico). *Phys Earth Planet Inter* 124:223–236. doi: 10.1016/S0031-9201(01)00198-4
- Goguitchaichvili A, Morales J, Urrutia-Fucugauchi J, Soler A-M (2001d) On the use of continuous thermomagnetic curves in paleomagnetism: a cautionary note. *Comptes Rendus l'Académie des Sci - Ser IIA - Earth Planet Sci* 333:699–704. doi: 10.1016/S1251-8050(01)01686-X
- Goguitchaichvili, A., Cervantes, M.A., Calvo-Rathert, M, Camps, P., Sologashvili, J., Maissuradze, G., 2009. Gilbert-Gauss geomagnetic reversal recorded in Pliocene volcanic sequences from Georgia (Lesser Caucasus): revisited. *Earth, Planets Sp.* 61, 71–81. doi:10.1186/BF03352886
- Goguitchaichvili, A., Pares, J.M., 2000. A recognition palaeomagnetic study of volcanic and sedimentary rocks from Dmanissi (Caucasus): implications for the oldest human occupation in Europe. *Comptes Rendus l'Académie des Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 331, 183–186. doi:10.1016/S1251-8050(00)01402-6
- Goguitchaichvili, A., Prévot, M., Thompson, J., Roberts, N., 1999. An attempt to determine the absolute geomagnetic field intensity in Southwestern Iceland during the Gauss–Matuyama reversal. *Phys. Earth Planet. Inter.* 115, 53–66. doi:10.1016/S0031-9201(99)00064-3
- Goguitchaichvili, A.T., Prévot, M., Camps, P., 1999. No evidence for strong fields during the R3-N3 Icelandic geomagnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 167, 15–34. doi:10.1016/S0012-821X(99)00010-2
- Goguitchaichvili, A.T.T., Sologachvili, D.Z.Z., Prévot, M., Calvo, M., Pavlenichvili, E.S., Maissuradze, G.M.M., Schnepf, E., 1997. Palaeomagnetic and rock-magnetic study of a Pliocene volcanic section in southern Georgia (Caucasus). *Geol. en Mijnb.* 76, 135–143. doi:10.1023/A:1003109918707
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), 2012. *The Geologic Time Scale*. Elsevier. doi:10.1016/C2011-1-08249-8
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., 2005. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge. doi:10.1017/CBO9780511536045
- Gratton, M.N., Shaw, J., Brown, L.L., 2007. Absolute palaeointensity variation during a precursor to the Matuyama-Brunhes transition recorded in Chilean lavas. *Phys. Earth Planet. Inter.* 162, 61–72. doi:10.1016/j.pepi.2007.03.003
- Grommé, C.S., Wright, T.L., Peck, D.L., 1969. Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae y Makaopuhi lava lakes, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 74, 5277–5293. doi:10.1029/JB074i022p05277
- Gubbins, D., 1994. Geomagnetic polarity reversals: A connection with secular variation and core-mantle interaction? *Rev. Geophys.* 32, 61. doi:10.1029/93RG02602
- Gubbins, D., Coe, R.S., 1993. Longitudinally confined geomagnetic reversal paths from non-dipolar transition fields. *Nature* 362, 51–53. doi:10.1038/362051a0
- Gubbins D, Herrero-Bervera E (2007) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer Netherlands, Dordrecht
- Haggerty, S.E., 1976. Oxidation of opaque minerals oxides in basalts., in: Rumble, D. (Ed.), *Oxide Minerals III*. Mineralogical Society of America's, Washington, pp. Hg1-Hg100.
- Haggerty, S.E., 1991. Oxide Textures: A Mini-Atlas, in: Lindsley, D.H. (Ed.), *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*, *Rev. Mineral.*, Vol. 25. Mineral. Soc. of Am., Washington, D. C., pp. 129–137.
- Halls HC (1976) A Least-Squares Method to find a Remanence Direction from Converging Remagnetization Circles. *Geophys J R Astron Soc* 45:297–304. doi: 10.1111/j.1365-246X.1976.tb00327.x

- Hartl, P., Tauxe, L., 1996. A precursor to the Matuyama/Brunhes transition-field instability as recorded in pelagic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 138, 121–135. doi:10.1016/0012-821X(95)00231-Z
- Heirtzler, J.R., Dickson, G.O., Herron, E.M., Pitman, W.C., Le Pichon, X., 1968. Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents. *J. Geophys. Res.* 73, 2119–2136. doi:10.1029/JB073i006p02119
- Herrero-Bervera, E., Valet, J.P., 2005. Absolute paleointensity and reversal records from the Waianae sequence (Oahu, Hawaii, USA). *Earth Planet. Sci. Lett.* 234, 279–296. doi:10.1016/j.epsl.2005.02.032
- Herrero-Bervera, E., Valet, J.-P.P., 1999. Paleosecular variation during sequential geomagnetic reversals from Hawaii. *Earth Planet. Sci. Lett.* 171, 139–148. doi:10.1016/S0012-821X(99)00145-4
- Hippolyte, J.-C., Müller, C., Kaymakci, N., Sangu, E., 2010. Dating of the Black Sea Basin: new nannoplankton ages from its inverted margin in the Central Pontides (Turkey). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 340, 113–136. doi:10.1144/SP340.7
- Hoffman, K.A., 1989. Geomagnetic polarity reversals: Theory and models., in: James, D.E. (Ed.), *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics v.16*. Van Nostrand-Rheinhold, New York, pp. 547–555.
- Hoffman, K.A., 1991. Long-lived transitional states of the geomagnetic field and the two dynamo families. *Nature* 354, 273–277. doi:10.1038/354273a0
- Hoffman, K.A., 1992. Dipolar reversal states of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. *Nature* 359, 789–794. doi:10.1038/359789a0
- Hoffman, K.A., 1996. Transitional paleomagnetic field behavior: preferred paths or patches? *Surv. Geophys.* 17, 207–211. doi:10.1007/BF01908680
- Hoffman, K.A., 2000. Temporal aspects of the last reversal of Earth's magnetic field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 358, 1181–1190. doi:10.1098/rsta.2000.0580
- Hoffman, K.A., Singer, B.S., 2008. Magnetic Source Separation in Earth's Outer Core. *Science* (80). 321, 1800–1800. doi:10.1126/science.1159777
- Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, a C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R., 1992. On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles 1. Linear Responses to Milankovitch Forcing. *Paleoceanography* 7, 701–738. doi:10.1029/92PA02253
- Jacobs, J.A., 1994. *Reversals of the Earth's Magnetic Field*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge; New York, NY, USA. doi:0521450721
- Johnson, C.L., Constable, C.G., Tauxe, L., Barendregt, R., Brown, L.L., Coe, R.S., Layer, P., Mejia, V., Opdyke, N.D., Singer, B.S., Staudigel, H., Stone, D.B., 2008. Recent investigations of the 0-5 Ma geomagnetic field recorded by lava flows. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 9, n/a-n/a. doi:10.1029/2007GC001696
- Kachakhidze, M., Kachakhidze, N., Kiladze, R., Kukhianidze, V., Ramishvili, G., 2003. Relatively small earthquakes of Javakheti Highland as the precursors of large earthquakes occurring in the Caucasus. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 3, 165–170. doi:10.5194/nhess-3-165-2003
- Karapetian, S., Jrbashian, R., Mnatsakanian, A.K., 2001. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 112, 189–220. doi:10.1016/S0377-0273(01)00241-4
- Kaymakci, N., Inceöz, M., Ertepinar, P., Koç, A., 2010. Late Cretaceous to Recent kinematics of SE Anatolia (Turkey). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 340, 409–435. doi:10.1144/SP340.18
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62, 699–718. doi:10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x
- Kissel, C., Laj, C., 2004. Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores. *Phys. Earth Planet. Inter.* 147, 155–169. doi:10.1016/j.pepi.2004.06.010
- Laj, C., 1989. Geomagnetic polarity reversals: Observations., in: James, D.E. (Ed.), *The Encyclopedia of Solid Earth Geophysics v. 16*. Van Nostrand-Rheinhold, New York, pp. 535–547.

- Laj, C., Channell, J.E.T., 2007. Geomagnetic Excursions, in: *Treatise on Geophysics*. Elsevier, pp. 373–416. doi:10.1016/B978-044452748-6.00095-X
- Laj, C., Mazaud, A., Weeks, R., Fuller, M., Herrero-Bervera, E., 1992. Statistical assessment of the preferred longitudinal bands for recent geomagnetic reversal records. *Geophys. Res. Lett.* 19, 2003–2006. doi:10.1029/92GL02164
- Laj, C., Mazaud, A., Weeks, R., Fuller, M., Herrero-Bervera, E., 1991. Geomagnetic reversal paths. *Nature* 351, 447–447. doi:10.1038/351447a0
- Lebedev, V., Chernyshev, I., Dudaury, O.Z., Arakelyants, M., Bairova, E.D., Gol'tsman, Y., Chugaev, A. V., Vashakidze, G., 2003. The Samsari Volcanic Centre as an Example of Recent Volcanism in the Lesser Caucasus: K-Ar Geochronological and Sr-Nd isotopic Data. *Dokl. Earth Sci.* 393A, 7.
- Lebedev, V.A., Bubnov, S.N., Dudaury, O.Z., Vashakidze, G.T., 2008. Geochronology of Pliocene Volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 2: Eastern Part of the Dzhavakheti Highland. *Regional Geological Correlation. Stratigr. Geol. Correl.* 16(2), 101–123. doi:10.1134/S0869593808050080
- Lebedev, V.A., Bubnov, S.N., Dudaury, O.Z., Vashakidze, G.T., 2008. Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western part of the Dzhavakheti Highland. *Stratigr. Geol. Correl.* 16, 204–224. doi:10.1134/S0869593808020081
- Lebedev, V.A., Chernyshev, I. V., Sharkov, E. V., 2011. Geochronological scale and evolution of late Cenozoic magmatism within the Caucasian segment of the alpine belt. *Dokl. Earth Sci.* 441, 1656–1660. doi:10.1134/S1028334X11120051
- Lebedev, V.A., Chernyshev, I.V., Arakelyants, M.M., Gol'tsman, Y.V., Dudaury, O.Z., Vashakidze, G.T., 2004a. Geochronology of the Neogene-Quaternary dacitic volcanism in the northwestern Lesser Caucasus (Georgia). *Stratigr. Geol. Correl.* 12, 85–101.
- Lebedev, V.A., CHERNYSHEV, I.V., ARAKELYANTS, M.M., GOL'TSMAN, Y.V., DUDAURI, O.Z., VASHAKIDZE, G.T., 2004b. Geochronology of the Neogene–Quaternary Dacitic Volcanism in the Northwestern Lesser Caucasus (Georgia). *Strat. Geol. Korrelyatsiya* 12, 96–115.
- Lei, J., Zhao, D., 2007. Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey. *Earth Planet. Sci. Lett.* 257, 14–28. doi:10.1016/j.epsl.2007.02.011
- Leonhardt, R., Fabian, K., 2007. Paleomagnetic reconstruction of the global geomagnetic field evolution during the Matuyama/Brunhes transition: Iterative Bayesian inversion and independent verification. *Earth Planet. Sci. Lett.* 253, 172–195. doi:10.1016/j.epsl.2006.10.025
- Leonhardt, R., Heunemann, C., Krasa, D., 2004. Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, 1–11. doi:10.1029/2004GC000807
- Levi S (1977) The effect of magnetite particle size on paleointensity determinations of the geomagnetic field. *Phys Earth Planet Inter* 13:245–259. doi: 10.1016/0031-9201(77)90107-8
- Linder, J., Leonhardt, R., 2009. Paleomagnetic full vector record of four consecutive Mid Miocene geomagnetic reversals. *Phys. Earth Planet. Inter.* 177, 88–101. doi:10.1016/j.pepi.2009.07.013
- Love JJ (2000) Statistical assessment of preferred transitional VGP longitudes based on palaeomagnetic lava data. *Geophys J Int* 140:211–221. doi: 10.1046/j.1365-246x.2000.00025.x
- Love, J.J., 1998. Paleomagnetic volcanic data and geometric regularity of reversals and excursions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 12435–12452. doi:10.1029/97JB03745
- Love, J.J., Mazaud, A., 1997. A database for the Matuyama-Brunhes magnetic reversal. *Phys. Earth Planet. Inter.* 103, 207–245. doi:10.1016/S0031-9201(97)00034-4
- Lowrie, W., Alvarez, W., 1981. One hundred million years of geomagnetic polarity history. *Geology* 9, 392. doi:10.1130/0091-7613(1981)9<392:OHMYOG>2.0.CO;2
- Maisuradze, G.M., Kuloshvili, S.I., 1999. "Some Geological Problems of Late Volcanism in the Dzhavakheti Upland." *Tr. GIN AN Gruz. Nov. Ser.* 114, 220–228.

- Mankinen, E.A., Prévot, M., Grommé, C.S., Coe, R.S., 1985. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 1. Directional history, duration of episodes, and rock magnetism. *J. Geophys. Res.* 90, 10393. doi:10.1029/JB090iB12p10393
- McCann, T., Chalot-Prat, F., Saintot, A., 2010. The Early Mesozoic evolution of the Western Greater Caucasus (Russia): Triassic–Jurassic sedimentary and magmatic history. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 340, 181–238. doi:10.1144/SP340.10
- McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1997. Palaeosecular variation over the past 5 Myr based on a new generalized database. *Geophys. J. Int.* 131, 240–252. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb01219.x
- McFadden, P.L., Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1988. Dipole/quadrupole family modeling of paleosecular variation. *J. Geophys. Res.* 93, 11583. doi:10.1029/JB093iB10p11583
- Meijers, M.J.M., Smith, B., Pastor-gala, D., Degenaar, R., Sadradze, N., Adamia, S., Sahakyan, L., Avagyan, A.R.A., Sosson, M., Rolland, Y., Langereis, C.O.R.G., Mu, C., Einstein, A., Bataillon, P.E., Cedex, M., 2015. Progressive orocline formation in the Eastern Pontides – Lesser Caucasus Department of Mineral Resources , LEPL Alexandre Janelidze Institute of Geology , Institute of Geological Sciences , National Academy of Sciences of Armenia ,
- Ménabréaz, L., Thouveny, N., Bourlès, D.L., Vidal, L., 2014. The geomagnetic dipole moment variation between 250 and 800 ka BP reconstructed from the authigenic $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ signature in West Equatorial Pacific sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 385, 190–205. doi:10.1016/j.epsl.2013.10.037
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., 1983. *The Earth's Magnetic Field. Its History, Origin and Planetary Perspective.* Academic Press, London.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W., McFadden, P.L., 1996. *The Magnetic Field of the Earth. Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle.* Academic Perss. International Geophysics Series. Volume 63, San Diego.
- Merrill, R.T., McFadden, P.L., 1999. Geomagnetic polarity transitions. *Rev. Geophys.* 37, 201–226. doi:10.1029/1998RG900004
- Meynadier, L., Valet, J.-P., Bassinot, F.C., Shackleton, N.J., Guyodo, Y., 1994. Asymmetrical saw-tooth pattern of the geomagnetic field intensity from equatorial sediments in the Pacific and Indian Oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* 126, 109–127. doi:10.1016/0012-821X(94)90245-3
- Michalk, D.M., Biggin, A.J., Knudsen, M.F., Böhnell, H.N., Nowaczyk, N.R., Ownby, S., López-Martínez, M., 2010. Application of the multispecimen palaeointensity method to Pleistocene lava flows from the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Phys. Earth Planet. Inter.* 179, 139–156. doi:10.1016/j.pepi.2010.01.005
- Michalk, D.M., Muxworthy, A.R., Böhnell, H.N., Maclennan, J., Nowaczyk, N., Harald, N.B., Maclennan, J., Nowaczyk, N., 2008. Evaluation of the multispecimen parallel differential pTRM method: A test on historical lavas from Iceland and Mexico. *Geophys. J. Int.* 173, 409–420. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03740.x
- Milanowskii, E.E., Koronovskii, N. V., 1973. *Orogenic volcanism and tectonics of the Alpine belt in Eurasia.* Nedra' X, Moscow (in Russian).
- Mitchell, J., Westaway, R., 1999. Chronology of Neogene and Quaternary uplift and magmatism in the Caucasus: constraints from K–Ar dating of volcanism in Armenia. *Tectonophysics* 304, 157–186. doi:10.1016/S0040-1951(99)00027-X
- Mochizuki, N., Oda, H., Ishizuka, O., Yamazaki, T., Tsunakawa, H., 2011. Paleointensity variation across the Matuyama-Brunhes polarity transition: Observations from lavas at Punaruu Valley, Tahiti. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 116, 1–17. doi:10.1029/2010JB008093
- Monster, M.W.L., de Groot, L. V., Dekkers, M.J., 2015. MSP-Tool: A VBA-Based Software Tool for the Analysis of Multispecimen Paleointensity Data. *Front. Earth Sci.* 3, 1–9. doi:10.3389/feart.2015.00086
- Moulin, M., Courtillot, V., Fluteau, F., Valet, J.-P., 2012a. The “van Zijl” Jurassic geomagnetic reversal revisited. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 13, n/a–n/a. doi:10.1029/2011GC003910
- Nagata, T., NAGATA, T., 1963. Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years. *J. Geophys. Res.* 68, 5277–5281.

- Néel, L., 1955. Some theoretical aspects of rock-magnetism. *Adv. Phys.* 4, 191–243. doi:10.1080/00018735500101204
- Niitsuma, N., 1971. Detailed Study of the Sediments Recording the Matuyama-Brunhes Geomagnetic Reversal. *Sci. Rep. Tohoku Univ. Second Ser.* 43, 1–39.
- Opdyke, M., Channell, J., 1996. *Magnetic stratigraphy, International Geophysics Series.* Academic Press.
- Paterson GA (2011) A simple test for the presence of multidomain behavior during paleointensity experiments. *J Geophys Res Solid Earth* 116:1–12. doi: 10.1029/2011JB008369
- Paterson, G.A., Tauxe, L., Biggin, A.J., Shaar, R., Jonestrask, L.C., 2014. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data Greig. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 15, 1180–1192. doi:10.1002/2013GC005135
- Petronille, M., 2005. Paleomagnetism of Ar-Ar dated lava flows from the Ceboruco-San Pedro volcanic field (western Mexico): Evidence for the Matuyama-Brunhes transition precursor and a fully reversed geomagnetic event in the Brunhes chron. *J. Geophys. Res.* 110, B08101. doi:10.1029/2004JB003321
- Perrin M, Schnepf E, Sheherbakov V (1998) Paleointensity database updated. *Eos, Trans Am Geophys Union* 79:198–198. doi: 10.1029/98EO00145
- Perrin M, Shcherbakov V (1997) Paleointensity of the Earth's Magnetic Field for the Past 400 Ma: Evidence for a Dipole Structure during the Mesozoic Low. *J Geomagn Geoelectr* 49:601–614. doi: 10.5636/jgg.49.601
- Philip, H., Avagyan, A., Karakhanian, A., Ritz, J.-F., Rebai, S., 2001. Estimating slip rates and recurrence intervals for strong earthquakes along an intracontinental fault: example of the Pambak–Sevan–Sunik fault (Armenia). *Tectonophysics* 343, 205–232. doi:10.1016/S0040-1951(01)00258-X
- Prévot, M., Camps, P., 1993. Absence of preferred longitude sectors for poles from volcanic records of geomagnetic reversals. *Nature* 366, 53–57. doi:10.1038/366053a0
- Prévot, M., Mankinen, E.A., Coe, R.S., Grommé, C.S., 1985a. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 90, 10417–10448. doi:10.1029/JB090iB12p10417
- Prévot, M., Roberts, N., Thompson, J., Faynot, L., Perrin, M., Camps, P., 2003. Revisiting the Jurassic geomagnetic reversal recorded in the Lesotho Basalt (Southern Africa). *Geophys. J. Int.* 155, 367–378. doi:10.1046/j.1365-246X.2003.02029.x
- Quidelleur, X., Valet, J.-P., 1996. Geomagnetic changes across the last reversal recorded in lava flows from La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 101, 13755–13773. doi:10.1029/95JB03740
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Bourles, D., Kent, D. V., 1985. Evidence for an increase in cosmogenic ¹⁰Be during a geomagnetic reversal. *Nature* 315, 315–317. doi:10.1038/315315a0
- Raisbeck, G.M., Yiou, F., Cattani, O., Jouzel, J., 2006. ¹⁰Be evidence for the Matuyama–Brunhes geomagnetic reversal in the EPICA Dome C ice core. *Nature* 444, 82–84. doi:10.1038/nature05266
- Riisager, P., Abrahamsen, N., 2000. Palaeointensity of West Greenland Palaeocene basalts: asymmetric intensity around the C27n–C26r transition. *Phys. Earth Planet. Inter.* 118, 53–64. doi:10.1016/S0031-9201(99)00125-9
- Roberts, A.P., Tauxe, L., Heslop, D., Zhao, X., Jiang, Z., 2018. A Critical Appraisal of the “Day” Diagram. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* doi:10.1002/2017JB015247
- Rolland Y (2017) Caucasus collisional history: Review of data from East Anatolia to West Iran. *Gondwana Res* 49:130–146. doi: 10.1016/j.gr.2017.05.005
- Sagnotti, L., Scardia, G., Giaccio, B., Liddicoat, J.C., Nomade, S., Renne, P.R., Sprain, C.J., 2014. Extremely rapid directional change during Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity reversal. *Geophys. J. Int.* 199, 1110–1124. doi:10.1093/gji/ggu287
- Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M., Yegorova, T., Starostenko, V., 2006. Geological Society, London, Memoirs The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the Latest Precambrian- Early Palaeozoic

- to the Early Cretaceous Email alerting service Permission The evolution 481–505. doi:10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30
- Shaar, R., Tauxe, L., 2013. Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 677–692. doi:10.1002/ggge.20062
- Shankland TJ, Peyronneau J, Poirier J-P (1993) Electrical conductivity of the Earth's lower mantle. *Nature* 366:453–455. doi: 10.1038/366453a0
- Sharkov, E., Lebedev, V., Chugaev, A., Zabarinskaya, L., Rodnikov, A., Sergeeva, N., Safonova, I., 2015. The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology, volcanism and neotectonics. *Geosci. Front.* 6, 513–522. doi:10.1016/j.gsf.2014.07.001
- Shaskanov VA, Metallova VV (1972) Violation of Thellier's law for partial thermoremanent magnetizations. *Izv Phys Solid Earth* 8:180–184
- Sigurgeirsson, T., 1957. Direction of magnetization in Icelandic basalts. *Adv. Phys.* 6, 240–246. doi:10.1080/00018739700101601
- Singer, B.S., Hoffman, K.A., Coe, R.S., Brown, L.L., Jicha, B.R., Pringle, M.S., Chauvin, A., 2005. Structural and temporal requirements for geomagnetic field reversal deduced from lava flows. *Nature* 434, 633–636. doi:10.1038/nature03431
- Singer, B.S., Pringle, M.S., 1996. Age and duration of the Matuyama-Brunhes geomagnetic polarity reversal from ⁴⁰Ar/³⁹Ar incremental heating analyses of lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 139, 47–61. doi:10.1016/0012-821X(96)00003-9
- Skhirtladze, N.N., 1958. Post-Paleogene Volcanism in Georgia. *Izd-vo AN GruzSSR, Tbilisi.*
- Sologashvili, D., 1986. Paleomagnetism of Neogene volcanic formations of Georgia. PhD Thesis. University of Tbilisi. University of Tbilisi (Georgia).
- Sologashvili, D., Pavlenshvili, E., Gogichaishvili, A., 1995. Zur Frage der Paläomagnetischen Stratigraphie einiger junger Vulkanite und Sedimentgesteine im Masavera-Becken.
- Sosson, M., Rolland, Y., Ller, C.M., Danelian, T., Melkonyan, R., Kekelia, S., Adamia, S., Babazadeh, V., Kangarli, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Mosar, J., 2010. Subductions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 340, 329–352. doi:10.1144/SP340.14
- Sosson, M., Stephenson, R., Adamia, S., Einstein, A., 2017. Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus : an introduction.
- Steiger, R., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362. doi:10.1016/0012-821X(77)90060-7
- Strik, G., 2003. Palaeomagnetism of flood basalts in the Pilbara Craton, Western Australia: Late Archaean continental drift and the oldest known reversal of the geomagnetic field. *J. Geophys. Res.* 108, 2551. doi:10.1029/2003JB002475
- Suganuma, Y., Okuno, J., Heslop, D., Roberts, A.P., Yamazaki, T., Yokoyama, Y., 2011. Post-depositional remanent magnetization lock-in for marine sediments deduced from 10Be and paleomagnetic records through the Matuyama–Brunhes boundary. *Earth Planet. Sci. Lett.* 311, 39–52. doi:10.1016/j.epsl.2011.08.038
- Tanaka, H., Kobayashi, T., 2003. Paleomagnetism of the late Quaternary Ontake Volcano, Japan: directions, intensities, and excursions. *Earth, Planets Sp.* 55, 189–202. doi:10.1186/BF03351748
- Tauxe, L., 2006. Long-term trends in paleointensity: The contribution of DSDP/ODP submarine basaltic glass collections. *Phys. Earth Planet. Inter.* 156, 223–241. doi:10.1016/j.pepi.2005.03.022
- Tauxe, L., Banerjee, S.K., Butler, R.L., Voo, R. Van Der, 2010. *Essentials of Rock and Paleomagnetism.* University of California.
- Tauxe, L., Gee, J.S., Steiner, M.B., Staudigel, H., 2013. Paleointensity results from the Jurassic: New constraints from submarine basaltic glasses of ODP Site 801C. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 14, 4718–4733. doi:10.1002/ggge.20282
- Tauxe, L., Shaar, R., Jonestrask, L., Swanson-Hysell, N.L., Minnett, R., Koppers, A.A.P., Constable, C.G., Jarboe, N., Gaastra, K., Fairchild, L., 2016. PmagPy: Software package for paleomagnetic

- data analysis and a bridge to the Magnetism Information Consortium (MagIC) Database. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 17, 2450–2463. doi:10.1002/2016GC006307
- Tauxe, L., Staudigel, H., 2004. Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous normal superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos ophiolite. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, 223–241. doi:10.1029/2003GC000635
- Tauxe, L., Yamazaki, T., 2015. Paleointensities, *Treatise on Geophysics: Second Edition*. doi:10.1016/B978-0-444-53802-4.00107-X
- Tema, E., Camps, P., Ferrara, E., Poidras, T., Nazionale, F.I., Metrologica, R., Tema, E., Camps, P., Ferrara, E., Poidras, T., 2015. Directional results and absolute archaeointensity determination by the classical Thellier and the multi-specimen DSC protocols for two kilns excavated at Osterietta, Italy. *Stud. Geophys. Geod.* 59, 554–577. doi:10.1007/s11200-015-0413-0
- Tema, E., Ferrara, E., Camps, P., Conati, C., Spatafora, S., Carvallo, C., Poidras, T., Conati Barbaro, C., Spatafora, S., Carvallo, C., Poidras, T., 2016. The Earth's magnetic field in Italy during the Neolithic period: New data from the Early Neolithic site of Portonovo (Marche, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.* 448, 49–61. doi:10.1016/j.epsl.2016.05.003
- Thellier, E., Thellier, O., 1959. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285–376.
- Tric, E., Laj, C., Jéhanno, C., Valet, J.P., Kissel, C., Mazaud, A., Iaccarino, S., 1991. High-resolution record of the Upper Olduvai transition from Po Valley (Italy) sediments: support for dipolar transition geometry? *Phys. Earth Planet. Inter.* 65, 319–336. doi:10.1016/0031-9201(91)90138-8
- Torsvik TH, Cocks LR. (2012) GMAP 2012 (Windows 7 version)
- Torsvik TH, Smethurst MA (1998) GMAP v. 32: Geographic mapping and palaeoreconstruction package. 65
- Torsvik YH, Smethurst MA (1999) Plate tectonic modeling: virtual reality with GMAP. *Comput Geosci* 25:395–402. doi: 10.1016/S0098-3004(98)00143-5
- Ustaomer, T., Robertson, A.H.F., 2010. Late Palaeozoic–Early Cenozoic tectonic development of the Eastern Pontides (Artvin area), Turkey: stages of closure of Tethys along the southern margin of Eurasia. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 340, 281–327. doi:10.1144/SP340.13
- Valet, J., Brassart, J., Quidelleur, X., Soler, V., Gillot, P., Hongre, L., 1999. Paleointensity variations across the last geomagnetic reversal at La Palma, Canary Islands, Spain. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 104, 7577–7598. doi:10.1029/1998JB900099
- Valet, J.-P., 2003a. Time variations in geomagnetic intensity. *Rev. Geophys.* 41, 1004. doi:10.1029/2001RG000104
- Valet, J.-P., Bassinot, F., Bouilloux, A., Bourlès, D., Nomade, S., Guillou, V., Lopes, F., Thouveny, N., Dewilde, F., 2014. Geomagnetic, cosmogenic and climatic changes across the last geomagnetic reversal from Equatorial Indian Ocean sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.* 397, 67–79. doi:10.1016/j.epsl.2014.03.053
- Valet, J.P., Fournier, A., 2016. Deciphering records of geomagnetic reversals. *Rev. Geophys.* 54, 410–446. doi:10.1002/2015RG000506
- Valet, J.-P., Fournier, A., Courtillot, V., Herrero-Bervera, E., 2012. Dynamical similarity of geomagnetic field reversals. *Nature* 490, 89–93. doi:10.1038/nature11491
- Valet J-P, Herrero-Bervera E (2007) Geomagnetic reversal, archives. In: Herrero-Bervera E, Gubbins D (eds) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*. Springer, Dordrecht, pp 346–349
- Valet, J.-P., Herrero-Bervera, E., 2003. Some characteristics of geomagnetic reversals inferred from detailed volcanic records. *Comptes Rendus Geosci.* 335, 79–90. doi:10.1016/S1631-0713(03)00005-1
- Valet, J.-P., Kidane, T., Soler, V., Brassart, J., Courtillot, V., Meynadier, L., 1998. Remagnetization in lava flows recording pretransitional directions. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 103, 9755–9775. doi:10.1029/97JB03544

- Valet, J.P., Laj, C., Langereis, C.G., 1988. Sequential geomagnetic reversals recorded in upper Tortonian marine clays in western Crete (Greece). *J. Geophys. Res.* 93, 1131–1151. doi:10.1029/JB093iB02p01131
- Valet, J.-P., Meynadier, L., 1993. Geomagnetic field intensity and reversals during the past four million years. *Nature* 366, 234–238. doi:10.1038/366234a0
- Valet, J.-P., Meynadier, L., Bassinot, F.C., Garnier, F., 1994. Relative paleointensity across the last geomagnetic reversal from sediments of the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Geophys. Res. Lett.* 21, 485–488. doi:10.1029/93GL02815
- Valet, J.-P., Meynadier, L., Guyodo, Y., 2005. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years. *Nature* 435, 802–805. doi:10.1038/nature03674
- Van Zijl, J.S. V., Graham, K.W.T., Hales, A.L., 1962. The palaeomagnetism of the Stromberg lavas of South Africa. *Geophys. J.* 7, 23–182.
- Vandamme, D., 1994. A new method to estimate paleosecular variation. *Phys. Earth Planet. Inter.* 85, 131–142. doi:10.1016/0031-9201(94)90012-4
- Villalain Santamaría, J.J., 2016. La historia del campo magnético terrestre registrada en las rocas. *Fundamentos del Paleomagnetismo. Enseñanza las Ciencias la Tierra* 24, 261–274.
- Vincent, S.J., Hyden, F., Braham, W., 2014. Along-strike variations in the composition of sandstones derived from the uplifting western Greater Caucasus: causes and implications for reservoir quality prediction in the Eastern Black Sea. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 386, 111–127. doi:10.1144/SP386.15
- Vincent, S.J., Morton, A.C., Carter, A., Gibbs, S., Barabadze, T.G., 2007. Oligocene uplift of the Western Greater Caucasus: An effect of initial Arabia-Eurasia collision. *Terra Nov.* 19, 160. doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00731.x
- Vine, F.J., 1966. Spreading of the Ocean Floor: New Evidence. *Science* (80). 154, 1405–1415. doi:10.1126/science.154.3755.1405
- Vine, F.J., Matthews, D.H., 1963. Magnetic Anomalies Over Oceanic Ridges. *Nature* 199, 947–949. doi:10.1038/199947a0
- Watkins ND (1973) Brunhes epoch geomagnetic secular variation on Reunion Island. *J Geophys Res* 78:7763–7768. doi: 10.1029/JB078i032p07763
- Watkins, N.D., 1969. Non-Dipole Behaviour During an Upper Miocene Geomagnetic Polarity Transition in Oregon. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 17, 121–149. doi:10.1111/j.1365-246X.1969.tb02316.x
- Wilson RL (1961) The Thermal Demagnetization of Natural Magnetic Moments in Rocks. *Geophys J Int* 5:45–58. doi: 10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x
- Wilson, R.L., Watkins, N.D., Einarsson, T., Sigurgeirsson, T., Haggerty, S.E., Smith, P.J., Dagley, P., McCormack, A.G., 1972. Palaeomagnetism of ten lava sequences from South-Western Iceland. *Geophys. J. R. astr. Soc* 29, 459–471.
- Worm H-U, Jackson M, Kelso P, Banerjee SK (1988) Thermal demagnetization of partial thermoremanent magnetization. *J Geophys Res* 93:12196. doi: 10.1029/JB093iB10p12196
- Yu, Y., Tauxe, L., Genevey, A., 2004. Toward an optimal geomagnetic field intensity determination technique. *Geochemistry, Geophys. Geosystems* 5, n/a-n/a. doi:10.1029/2003GC000630
- Zhu, R., Laj, C., Mazaud, A., 1994. The Matuyama-Brunhes and Upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, north-central China. *Earth Planet. Sci. Lett.* 125, 143–158. doi:10.1016/0012-821X(94)90212-7
- Zijderveld JDA (1967) A. C. Demagnetization of Rocks: Analysis of Results. *Dev Solid Earth Geophys* 3:254–286. doi: 10.1016/B978-1-4832-2894-5.50049-5

